

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



TESIS DOCTORAL

Análisis de extremos de temperatura y precipitación en la Península Ibérica en escenarios de cambio climático

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Teresa Rico de Lamo

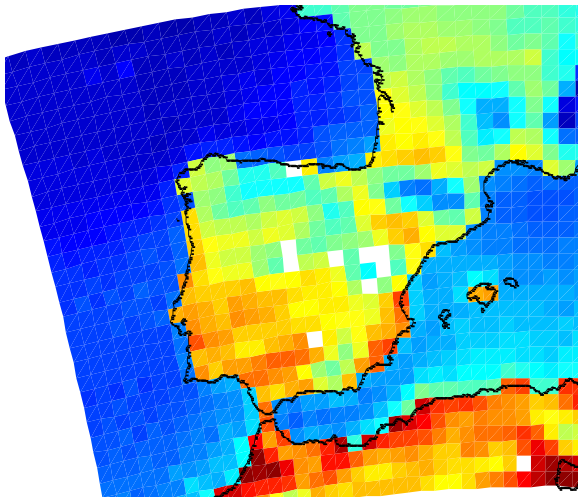
Directores

Manuel de Castro Muñoz de Lucas

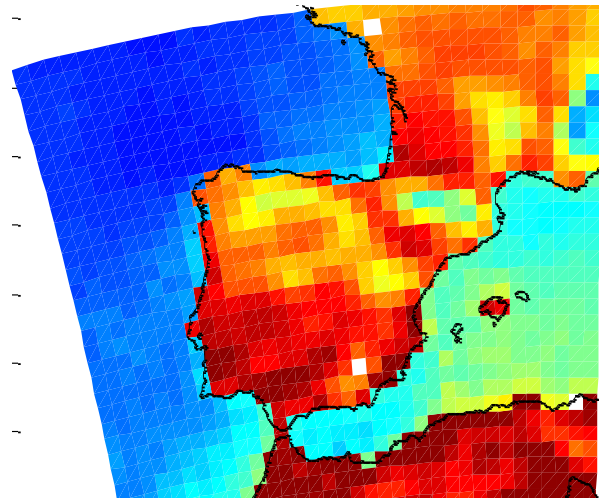
Pedro Galán del Sastre

Madrid, 2016

ANÁLISIS DE EXTREMOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN EN LA PENÍNSULA IBÉRICA EN ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO



CONTROL (1961-1990)



A2 (2071-2100)

Teresa Rico de Lamo

Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Complutense de Madrid

Madrid 2015



Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Físicas

Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

**Análisis de extremos de temperatura y precipitación
en la Península Ibérica en escenarios de
Cambio Climático**

Memoria para optar al grado de Doctora presentada por:

Teresa Rico de Lamo

Bajo la dirección de los Doctores:

Manuel de Castro Muñoz de Lucas

Pedro Galán del Sastre

Tutora UCM: Encarna Serrano Mendoza

Madrid, 2015

Preámbulo I

A las tres preguntas que mucha gente me hace: ‘¿la tesis a estas alturas de la vida?’, ‘¿por qué?’, ‘¿sobre qué es?’ Las dos primeras preguntas son rápidas de contestar: ‘Sí’, a la primera, a la segunda ‘*porque era un compromiso juvenil*’ y a la tercera, simplificando ‘*sobre escenarios de cambio climático*’. Todos contestan a la tercera ‘**¡Ah, que interesante...!**’ y los más osados dicen: ‘**¿y...qué tiempo va a hacer mañana?**’.

Antes, ‘hablar del tiempo’ era de importancia vital en el ámbito rural. En el campo el hecho de llover, helar o hacer mucho calor implicaba tener una buena cosecha o no, era sobrevivir, mejorar o incluso ganar dinero...En las ciudades era ‘tema de ascensor’ o útil cuando no se tenía ‘nada que decir’...

Hoy en día, se ha convertido en una conversación ‘casi científica’, nadie sale de casa sin haber consultado su ‘**predicción de bolsillo...que es la que acierta siempre...**’

Las proyecciones de cambio climático no son lo mismo que las predicciones meteorológicas a corto plazo, el comportamiento del clima como sistema es muy difícil de reproducir pero lo mejor sería que algún día se pudiera evitar incluir en los modelos escenarios con exceso de emisiones de origen antropogénico.

En la presente Tesis, se intenta hacer un **homenaje a los modelos climáticos** y a los **científicos** que los crean y que nos advierten del ‘**delicado**’ **clima futuro**.

En la batalla contra los deterioros ambientales los países han de unirse como una comunidad única: ‘**todos a una como en Fuenteovejuna¹**’.

Preámbulo II

Why? When? What?... www... ‘Son algunas de las uves dobles necesarias e imprescindibles que ha de hacerse el científico para investigar’, según decía el Profesor de Investigación del CSIC Dr F.R.Rico, mi padre, cuando volvió a España desde Washington (del *National Bureau of Standards*), en la década de los sesenta del siglo pasado y trajo a España la novedosa Espectroscopia Atómica.

¹ Fuenteovejuna, Fuente Obejuna o Fuente Ovejuna: obra teatral del Siglo de Oro de Lope de Vega

"-¿Quién mató al Comendador?

-Fuenteovejuna, Señor.

-¿Quién es Fuenteovejuna?

-Todo el pueblo, a una."

¿Por qué? (*Why?*...)

El hacer precisamente ahora la tesis, **‘treinta años después’**², así como la elección del tema, ha sido de gestación larga y multi-céfala... ‘encabezada’ por Elvira...

Porque leer un artículo de Manuel de Castro sobre cambio climático me impulsó a hacer la ‘Tesis prometida’ a mis padres, **porque** Iván, María y Marga ya estuvieran dispuestos a convivir con mis horas de trabajo extra en casa, **porque** Elvira me animara a volver y confiara en mi a pesar de los años que habían pasado, **porque** ella y todo el Departamento de la Facultad me abriera las puertas y me diera el apoyo personal, científico y burocrático necesario, **porque** al hacer el DEA con Encarna mi plan de estudios y mi contacto con la Física actual se pusieron al día, **porque** la Tesis que Elvira me había propuesto ‘aquel final de curso’ tuviera que ver con el artículo de Manolo, **porque** Elvira se lo hubiera dicho a Manolo y **porque** Manolo y Pedro me pudieran ayudar de forma incondicional e infinita... por todo ello era mi deber acabarla y escribirla. La **‘Tesis de Tesa’** debía ser esta.

‘Ha sido una criatura muy deseada’ hecha lenta pero intensamente, con mucha ilusión, interés y a veces cansancio pero que había que compaginar con la vida en general: familiar, social y laboral (Profesora de cinco estupendos grupos de Matemáticas y Física de Bachillerato en el Colegio Estudio de Madrid).

Las demás [www](#) espero que sean contestadas en las siguientes páginas.

AGRADECIMIENTOS

A Iván, María y Marga que han hecho que mi vida siguiera adelante recargada con ‘energía positiva’ y que me animaban en los ‘bajones’ de estos años de realización de la Tesis.

A mis padres, María Antonia y Fernando, que fueron los que me metieron la idea de ser Doctora en la cabeza y, aunque un poco tarde, Fernando, en vuestro honor la he hecho.

A Pedro, mi gran compañero de fatigas, el rey de la programación que resolvía mis múltiples dudas, y, que, si dura un poco más la realización del trabajo (que no Tesis),

² ‘Veinte años después’ libro de Alejandro Dumas de los mosqueteros ‘de mayores’

Pilar hubiera hecho el Bachillerato ('o cómo se llame en esa época'³) antes de la entrega.

A Manolo, que cada vez que nos veíamos tenía 'novedades' que contar y 'tachaba, tachaba, tachaba', con la misma soltura que luego creaba. Gran creador y ejecutor (en todos los sentidos), muchas gracias Manolo, BiDoctor por la UCM. Sí, sí, por fin lograste que se acabase la 'Tesis de Tesa' antes de que Manolito IV hiciera...¿la mili?...no, ya no hay mili, un Master...eso, un Master ('o como se llame en esa época'⁴)

A Carlos, a Encarna, mi tutora, y a Belén que siempre estaban dispuestos a escucharme y ayudarme dándome muchos ánimos e inculcándome la seguridad de que 'había que acabarla'.

Además, en la Facultad: Dolores con sus consejos tranquilizadores, Irene con sus primeras clases de MATLAB en UCM, Salva con las veces que me ha puesto a punto el ordenador y, en la Secretaría, Pedro que debía estar deseando quitarse el 'dinosaurio plan de estudios' al que yo pertenecía pero que siempre me recibía con buenas palabras.

A Paco, amigo de Pedro, y a Pedro Zufiria, por las estupendas explicaciones de estadística necesarias para poder realizar los test de bondad de ajuste y demás y a Kike, amigo de Belén, por facilitarme documentación muy interesante.

A Iván, que ha conseguido que la Tesis traspase fronteras y se entienda en el mundo anglosajón y a Paloma que 'ha matizado' gracias a su 'bilingüez'.

A Jorge, brother-mago-informático, que ha logrado que la Tesis sea 'autónoma e inteligente', hoja que quitas, hoja que toma su lugar renumerándose...magia...

A mis amigos y familiares que han soportado mis charlas y mis quejas de 'lo muchísimo que trabajo'...'no tengo ni una hora para leer novelitas'...todos lo han soportado con entereza y lo que es mejor siguen siendo mis amigos y familiares.

A mis compañeros del Colegio Estudio que siempre han mostrado interés '*¿cómo va la Tesis, Tesa?*'...'va, va, lenta pero va'...y fue.

³ Tras varios cambios de la Ley de Educación

⁴ Tras varios cambios de la Ley de Educación

RESUMEN

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En este trabajo se analiza la habilidad de los nueve modelos regionales (RCM) usados en el proyecto europeo PRUDENCE para simular eventos extremos de temperatura y precipitación en un escenario de clima pasado reciente (1961-1990) y en dos escenarios futuros de emisiones (SRES-B2 y SRES-A2) para el último tercio de este siglo (2071-2100) en la Península Ibérica y Baleares. La evaluación de las simulaciones en 1961-1990 se ha realizado con las observaciones analizadas por el proyecto *European Climate Assessment* (ECA) del Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI).

METODOLOGÍA

Las variables climáticas consideradas en este trabajo son las temperaturas máximas y mínimas diarias junto a las precipitaciones acumuladas en las 24 horas de cada día. Los índices de extremos considerados son los percentiles altos (Q95 y Q90) y bajos (Q10 y Q5) y los valores de retorno (VR) a 5, 10 y 50 años. Para deducir los VR de estas variables climáticas, las poblaciones de los datos diarios se han ajustado a una distribución estándar según la teoría de valores extremos GEV (*Generalized Extreme Value*)

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

A continuación se resumen los resultados más relevantes obtenidos:

Los RCM simulan aceptablemente la distribución geográfica de los promedios y los percentiles (Q95, Q90, Q10, Q05) estacionales de las temperaturas máximas (t_{2max}) y mínimas (t_{2min}) en el periodo 1961-1990, aunque casi todos presentan sesgos ($< 2^{\circ}C$) de diverso signo según las zonas peninsulares que se consideren. Las t_{2max} y t_{2min} adaptan bien a la estadística de extremos y las distribuciones espaciales de los valores de retorno a 5, 10 y 50 años (VR5, VR10, VR50) se simulan en general de forma aceptable.

En general los RCM reproducen de forma aceptable la distribución geográfica y la estacionalidad de la precipitación media, así como las intensidades y frecuencias medias. La mayoría de RCM localiza correctamente la ubicación de las zonas con los extremos estacionales de la precipitación diaria y también cuantifica adecuadamente su valor, excepto en verano (sesgos negativos). Los valores simulados de los VR50 no

coinciden en general con los de ECA, aunque sus máximos se localizan geográficamente de manera aceptable.

Se proyecta un incremento generalizado de las t_{2max} en todas las zonas, más acusado en el escenario A2 que en el B2 y más notables en verano y menos acusados en invierno. Los cambios proyectados del Q90 se distribuyen espacial y temporalmente de manera bastante similar a los cambios de los promedios, pero los aumentos proyectados son mayores. Se aprecia una elevada incertidumbre en los cambios proyectados para los valores de retorno VR50 de la t_{2max} que no permite extraer conclusión alguna, al menos a escala de celdillas individuales de los RCM.

Los mayores incrementos de los promedios de t_{2min} se proyectan en verano en la zona del interior peninsular. Las distribuciones estacionales de los cambios proyectados en los Q10 y Q90 son en general bastante similares a las de los promedios, pero difieren en su distribución geográfica y magnitud. Se proyecta un incremento en la frecuencia e intensidad de las “noches tropicales” más notable en la mitad norte de la Península. Los VR50 presentan notables discrepancias entre los diversos RCMs y una apreciable inhomogeneidad espacial que no permite extraer conclusiones con una mínima significación.

Se proyecta una disminución generalizada de los promedios de precipitación en la mitad meridional peninsular, mientras que en la franja septentrional la disminución es más moderada e incluso con ligeros incrementos en invierno. Los cambios proyectados en la intensidad de la precipitación se asemejan a los de los promedios y en la frecuencia se proyectan mayores disminuciones en la mitad sur. En primavera se proyectan escasos cambios en el Q90 de precipitación, en otoño e invierno los cambios se asemejan mucho a los obtenidos en la intensidad y en verano apenas pueden extraerse conclusiones a causa de la escasez de días lluviosos. Los cambios proyectados para los VR50 presentan una notable falta de coherencia espacial, por lo que no es posible extraer conclusiones con significación suficiente.

Del análisis desagregado por regiones se observa que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de ellas y en las estaciones del año. Se aprecia un cierto escalamiento del aumento de los promedios, los percentiles y los VR de t_{2max} con el calentamiento global en todas las regiones y estaciones del año (mayor cambio en escenario A2 que en B2), pero éste no siempre es lineal en las t_{2max} , lo que indica que la señal del calentamiento global en el cambio futuro de las t_{2max} en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno.

La dispersión de los valores de cambio en las t_{2min} simulados por el conjunto de RCM es menor que en el experimento de CONTROL en todas las regiones y estaciones, excepto en verano donde se aprecian más discrepancias. Y también se aprecia que la señal del calentamiento global en las t_{2min} será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno en cualquiera de las regiones peninsulares, aunque destacan las de mayor continentalidad.

La dispersión de los valores del cambio precipitación media, intensidad y frecuencia deducida del conjunto de RCM es relativamente moderada, lo que es un indicativo de que todos responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año, quizá por estar anidados en el mismo modelo global. La diferente sensibilidad del cambio medio en relación al calentamiento global ofrece un indicio de que las disminuciones proyectadas a lo largo de las próximas décadas se producirán a un ritmo más rápido en verano en todas las regiones, con ligeras diferencias entre ellas, mientras que en los cambios de intensidad y frecuencia apenas se aprecia un escalamiento claro con el calentamiento global, igual que ocurre en los cambios del percentil Q90. La mayor dificultad que presentan los RCM para reproducir cuantitativamente los VR50 hace que de los resultados del cambio proyectado no quepa extraer conclusiones de relevancia.

ABSTRACT

INTRODUCTION AND OBJECTIVES

In this study it is analysed the ability of the nine Regional Climatic Models (RCMs) used in PRUDENCE European project to simulate extreme temperature and precipitation events in a recent past climate scenario (1961-1990) and in two future releases scenarios (SRES-B2 and SRES-A2) for the last third of this century (2071-2100) in the Iberian Peninsula and Balearic Islands. The evaluations of simulations for the period 1961-1990 has been performed with the observations analysed in the *European Climate Assessment* (ECA) project of the Meteorological Institute of the Netherlands (KNMI).

METHODOLOGY

The climatic variables considered in this paper are the daily maximum and minimum temperatures together with the accumulated precipitations on the 24 hours of each day. The indexes of extremes considered are the higher (Q95 and Q90) and lower (Q10 and Q5) percentiles and the return values (VR) at 5, 10 and 50 years. To deduct the VR of these climatic variables the set of data are adjusted to a standard distribution in accordance with the theory of extreme values GEV (*Generalized Extreme Value*)

RESULTS AND CONCLUSIONS

Following are presented the most relevant results obtained:

The RCMs acceptably simulate the geographical distribution of seasonal averages and percentiles (Q95, Q90, Q10, Q05) for maximum (t2max) and minimum (t2min) temperatures in the period 1961-1990 although almost all of them present a bias ($< 2^{\circ}\text{C}$) of diverse sign depending on the peninsular zones being assessed. Temperatures t2max and t2min are well suited to the extreme statistics and the spatial distributions of return values at 5, 10 and 50 years (VR5, VR10, VR50) are acceptably simulated.

In general RCMs reproduce in an acceptable way the geographical distribution and the season characteristics for mean precipitation, as well as mean intensities and frequencies. For the daily precipitation the majority of RCM correctly locate the zones with the extreme seasonal values and adequately quantify them, except in summer (negative bias). Simulated values of VR50 in general do not coincide with ECA values although its maximums are acceptably located geographically.

It is projected a generalized increase of t_{2max} in all zones, been more pronounced in scenario A2 than in B2 and more notable in summer time and less noticeable in winter. The projected changes for percentile Q90 in t_{2max} are spatial and temporally distributed in a very similar way to the changes of averages of this variable, but the projected increases are higher. For the return values VR50 of t_{2max} it is appreciate a great uncertainty in the projected changes that does not allow achieving any conclusion, at least at the RCMs individual cells scale.

The greater increases of averages t_{2min} are projected during summer in the interior of the peninsula. The seasonal distribution of projected changes for Q10 and Q90 are quite similar in general to those of the averages, but differ in its geographic distribution and magnitude. It is projected an increase of the frequency and intensity of “tropical nights” being more relevant at the mid north of the peninsula. The results of projected changes for the return values (VR50) of t_{2min} present noticeable discrepancies among diverse RCMs and an appreciable spatial non homogeneity that does not allow obtaining any conclusion.

It is projected a generalized decrease of the precipitation averages in the mid southern of the peninsula while at the northern strip the decrease is more moderate and even with slight increases during winter. The projected changes on the intensity of precipitation are similar to those of the averages. Greater decreases in frequency in the southern half is projected. At spring few changes are projected on the precipitation Q90, in autumn and winter the changes are quite similar to those obtained for the intensity. For summer no conclusions can be deduced due to the shortage of rainy days. The projected changes of return values (VR50) for the precipitation present a significant lack of spatial coherence and in consequence it is not possible to obtain any relevant conclusion

From the analyses segregated by regions it is observed that the RCMs response to the global heating in a similar way in each of the regions and seasons of the year. It is noted a scaling of t_{2max} with averages, percentiles and return values increase with the global heating in all regions and seasons of the year (bigger change in scenario A2 than in B2). But the global heating is not always linear in t_{2max} . It is interpreted as that the global heating signal in the future change for t_{2max} in any of the peninsular regions shall be distinguished from the natural variability much earlier in summer than in winter.

The dispersion of the values for the change of simulated t_{2min} by RCMs set is smaller than in the CONTROL test in all regions and seasons except in summer where more discrepancies are appreciated. Also it is appreciate that the global heating signal of

t2min will be distinguished from the natural variability much earlier in summer than in winter in any of the peninsular regions, although those of continental type are highlighted.

The dispersion of the values of projected changes for mean precipitation, intensity and frequency deduced by RCMs set is relatively moderated, what is considered as an indicative that all of them respond to the global heating in a similar way in each of the regions and seasons of the year, it might be due because all of them were looped in the same global model. The different sensibility of the mean change in relation to the global heating offers an indication that the projected diminutions for the next decades will be at a faster rate in summer in all regions with slight differences among them, while in the changes for intensity and frequency it is not appreciated a clear scaling with the global heating, and the same happens with the changes of percentile Q90. The great difficulty presented by RCMs to reproduce quantitatively the return value VR50 makes not possible to obtain relevance conclusions for the results of the projected change.

ÍNDICE

OBJETIVOS Y MOTIVACIÓN DE LA TESIS	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Características y complejidad de los extremos climáticos	3
1.2 Estudios sobre tendencias observadas y proyecciones de extremos climáticos	4
1.3 Generalidades sobre modelos climáticos	11
1.4 Modelos estadísticos de valores extremos	20
1.5 Incertidumbres en el modelado de cambios de extremos climáticos.	22
2. DATOS Y METODOLOGÍA	
2.1 Descripción de modelos, simulaciones y datos para evaluación	25
2.2 Tratamiento de los datos de índices de extremos	33
2.3 Regionalización en la Península Ibérica	44
2.4 Proceso de los cálculos realizados en el trabajo	46
3. EVALUACIÓN DE SIMULACIONES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS EN EL PASADO RECIENTE	49
3.1 Temperaturas máximas diarias en superficie	50
3.2 Temperaturas mínimas diarias en superficie	71
3.3 Precipitaciones diarias	88
4. CAMBIOS DE EXTREMOS CLIMÁTICOS EN ESCENARIOS FUTUROS	
4.1 Proyecciones de temperaturas máximas diarias	115
4.2 Proyecciones de temperaturas mínimas diarias	133
4.3 Proyecciones de precipitaciones diarias	154
5. RESULTADOS POR REGIONES DESAGREGADAS	185
5.1 Temperaturas máximas diarias	188
5.2 Temperaturas mínimas diarias	199
5.3 Precipitaciones diarias	210
5.4 Coeficientes de correlación en regiones por estaciones	224
6. RESUMEN Y CONCLUSIONES	233
REFERENCIAS	247
ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS	259

OBJETIVOS y MOTIVACIÓN DE LA TESIS

Los dos objetivos fundamentales de este estudio son:

- a) Examinar la habilidad de un conjunto de modelos climáticos regionales para reproducir ciertas estadísticas que caracterizan la frecuencia e intensidad de extremos climáticos de precipitación y temperatura observados en la Península Ibérica e Islas Baleares durante el periodo 1961-1990, y
- b) Analizar los cambios que estos mismos modelos proyectan en dicho territorio para tales eventos extremos en el último tercio del presente siglo (2071-2100) respecto al periodo de referencia (1961-1990), considerando dos posibles escenarios de futuras emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero.

Un aspecto de las proyecciones de clima futuro tan importante como los cambios en los valores medios de la temperatura o la precipitación es la posible alteración en la intensidad y frecuencia de eventos extremos. Generalmente se entiende por extremos climáticos los valores de variables atmosféricas muy alejados de los promedios climatológicos, que se producen en situaciones meteorológicas excepcionales.

El interés que presenta este tipo de análisis radica en que los impactos de las alteraciones del clima futuro debidos a cambios en los extremos climáticos serían por lo general más severos que los relacionados con el cambio del clima promedio. Aunque, por su propia definición, la frecuencia con que se observan tales eventos es relativamente pequeña, su impacto sobre el medio ambiente o las actividades humanas suele ser muy notable cuando ocurren. Por eso, cualquier análisis de vulnerabilidad al cambio climático futuro que se pretenda realizar en cualquier región ha de tener necesariamente en cuenta las alteraciones que puedan experimentar en frecuencia e intensidad tales eventos. Y en caso de traducir esa vulnerabilidad a términos socio-económicos, con tal información se podría también realizar una evaluación del riesgo asociado a diversos posibles escenarios de cambio climático, lo que facilita el análisis y la posterior toma de decisión sobre las estrategias de mitigación y/o adaptación más adecuadas para minimizar sus consecuencias.

Por otra parte, como una buena parte de los eventos atmosféricos extremos aquí analizados se encuadran en la meso-escala (tamaños inferiores a pocas centenas de kilómetros), sólo los modelos climáticos con mayor resolución espacial serían, en principio, los que tendrían más “habilidad” para reproducirlos. Por eso, la disponibilidad de los resultados del conjunto

de modelos climáticos regionales usados en el proyecto europeo PRUDENCE, con una resolución espacial en torno a los 50 km, constituye una oportunidad muy adecuada para aproximarse a los objetivos del presente estudio. Además, al tratarse de simulaciones realizadas con idénticas condiciones iniciales y de contorno por un conjunto de modelos regionales aplicados al mismo dominio y con igual resolución espacial, resulta posible acompañar los resultados de las proyecciones de cambio de los extremos climáticos con una estimación de la incertidumbre ligada a las aproximaciones inherentes al propio modelado numérico.

Finalmente hay que puntualizar que cuando se inició la realización de esta Tesis, en el año 2009, el estudio del efecto del calentamiento global futuro sobre la estadística de los extremos climáticos era un campo relativamente joven. Desde entonces, el número de trabajos relacionados con este tema ha crecido muy notablemente, lo que sin duda se ha debido a su papel crucial en la evaluación de riesgos, como antes se ha apuntado, y también a la creciente disponibilidad de resultados de proyecciones climáticas mediante actualizados modelos climáticos con mayor resolución espacial. Pero, a pesar de este notable avance durante el último lustro en la investigación sobre la tendencia de extremos climáticos ligada al futuro calentamiento global, el interés o la originalidad de los resultados que aquí se presentan no deberían considerarse menguados por proceder de experimentos llevados a cabo con versiones de modelos climáticos globales y regionales anteriores a las que actualmente se usan. Esta aseveración se fundamenta en que lo que aquí se analiza acerca de la incidencia sobre la estadística de eventos extremos en futuros escenarios de calentamiento global posee un carácter más cualitativo que cuantitativo, aunque también se incluyan cuantificaciones, cuyas características no se han alterado sustancialmente con posteriores versiones actualizadas de los mismos modelos. Además, cabe mencionar que hasta el presente no se han publicado análisis de extremos semejantes al del presente trabajo centrado en la región geográfica considerada. Por lo que se puede juzgar que, en esencia, la originalidad de este trabajo sigue vigente.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Características y complejidad de los extremos climáticos

Un evento extremo climático puede definirse como aquel que ocurre cuando el valor de una determinada variable climática alcanza un valor superior o inferior a un determinado valor umbral situado cerca de los extremos o “colas” de la distribución estadística de la población total de valores observados, como por ejemplo el percentil 5 o el 95 de la distribución de frecuencia (SREX, 2012).

No todos los extremos climáticos se deben a causas similares. Unos son el resultado de una conjunción de eventos que individualmente no son extremos en sí mismos, pero que juntos determinan la ocurrencia de un extremo meteorológico o climático (por ejemplo, sequías o inundaciones) porque entonces el valor de una variable climática llega a superar un cierto umbral crítico. También un evento atmosférico o climático que estadísticamente no podría considerarse extremo en un sentido estadístico (por ejemplo los ciclones tropicales son frecuentes en determinadas regiones) puede provocar situaciones extremas dependiendo de dónde y cuándo se acerca a zonas vulnerables.

Otros extremos climáticos son el resultado de la llamada variabilidad climática natural (por ejemplo, fenómenos de tipo oscilatorio como la ENSO⁵, la AMO⁶, la NAO⁷ o los monzones), y por tanto no determinados por el cambio climático antropogénico, pero que pueden conjuntarse con éste para dar lugar a una alteración en la frecuencia, intensidad, extensión espacial, duración y momento de los eventos extremos ligados a dicha variabilidad, hasta alcanzar valores sin precedentes.

También los extremos que se observan en el clima pasado reciente podrían intensificarse a causa de los cambios futuros que experimente el clima promedio, porque eso provoque el desplazamiento de las “colas” de las distribuciones estadísticas de variables climáticas hacia valores mayores o menores (fig. 1.1). Pero esa relación es muy compleja, pues la alteración de los valores extremos de una determinada variable climática no siempre concuerda con el cambio de su valor promedio. De hecho, ambos podrían experimentar cambios de signo opuesto (por ejemplo, disminución de la precipitación media e incremento de la

⁵ ENSO: El Niño-Southern Oscillation

⁶ AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation

⁷ NAO: North-Atlantic Oscillation

torrencialidad, o al contrario).

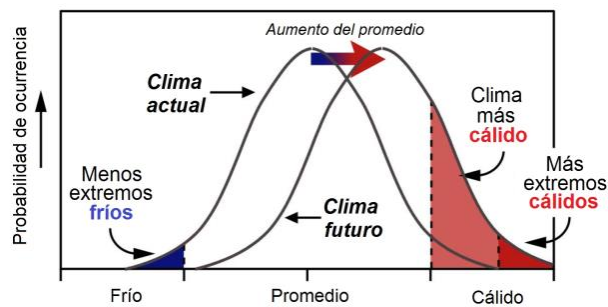


Figura 1.1. Desplazamiento de la curva pdf hacia mayores temperaturas con aumento de valores medios y también de la frecuencia de extremos

Además de las causas apuntadas, la complejidad del análisis sobre las tendencias observadas o proyectadas de los eventos climáticos extremos se agudiza por otros factores que afectan a su fiabilidad. Precisamente por la escasa frecuencia con que ocurren estos eventos extremos y por el criterio que se utiliza para identificarlos (superación de estrictos valores umbrales), la confianza en los cambios observados depende de la calidad y cantidad de datos disponibles y de la existencia de estudios que los analicen correctamente. En consecuencia la fiabilidad varía según la variable climática de referencia y la zona donde se examine la ocurrencia de eventos extremos. (Ampliado en el Anexo 2)

Lo mismo puede decirse sobre los cambios que se proyecten para condiciones climáticas futuras, aunque en este caso la confianza mengua aún más pues también dependerá de la habilidad de los modelos climáticos utilizados para reproducir tales eventos extremos, cuya confianza solo es posible evaluarla en función del juicio experto y del grado de acuerdo entre las proyecciones que los simulen. Y, además, hay que tener en cuenta que el nivel de confianza no se corresponde unívocamente con la probabilidad de ocurrencia: Un alto nivel de confianza en una tendencia proyectada implica que hay una posibilidad elevada de que se acabe produciendo, pero un escaso nivel de confianza no implica en absoluto una baja probabilidad de ocurrencia futura.

1.2 Estudios sobre tendencias observadas y proyecciones de extremos climáticos

El interés por el estudio de la tendencia observada de los eventos climáticos extremos y de su posible evolución en el marco del cambio climático global ha aumentado notablemente como se evidencia de los diversos proyectos de investigación emprendidos y el elevado número de artículos publicados sobre este tema a lo largo de la última década (p.e. Hov et al., 2013).

Por ejemplo, en los primeros años de este siglo se emprendieron en la Unión Europea tres proyectos de investigación relacionado con extremos climáticos: MICE (Modelling Impact of Climate Extremes, <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/mice/html/extremes.html>), STARDEX (Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European regions, <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex>) y PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, <http://prudence.dmi.dk/main.html>) (Se puede consultar en el Anexo1 más información sobre trabajos y proyectos sobre el tema)

Las conclusiones principales del proyecto MICE se pueden resumir en que resulta difícil distinguir entre la variabilidad natural y el cambio climático antropogénico, y en que los modelos climáticos presentan limitaciones e incertidumbres en la simulación de eventos extremos, aunque son las únicas herramientas disponibles para realizar proyecciones de cambio climático, y de ellos los modelos regionales con alta resolución resultan ser más adecuados. Por su parte, las conclusiones más relevantes del proyecto STARDEX, enfocado a los resultados de los modelos, son que ha habido cambios en los extremos de temperatura y precipitación en Europa a lo largo de los últimos 40 años y que las proyecciones indican cambios notables, aunque con incertidumbres, en el comportamiento futuro de los extremos climáticos a escala regional, por lo que para su evaluación aconsejan la utilización de conjuntos de modelos regionales con alta resolución espacial.

En el proyecto PRUDENCE, con cuyos resultados se ha realizado la presente Tesis, y por tanto se describirá en apartados posteriores, se utilizaron varios modelos climáticos regionales con resolución espacial en torno a 50 km para realizar simulaciones de clima pasado reciente y futuro en Europa. Este proyecto de modelado regional del clima fue seguido por ENSEMBLES (Linden and Mitchell, 2009) también financiado por la Unión Europea y en la actualidad está en marcha el proyecto CORDEX (<http://www.euro-cordex.net>) bajo los auspicios del Programa Mundial de Investigación del Clima (WCRP) en el que se realizan simulaciones coordinadas con conjuntos de modelos regionales en diversas zonas del globo.

Posteriormente se iniciaron tres nuevos proyectos VALUE (<http://www.value-landscapes.eu/>), SPECS (<http://www.specs-project.eu/>), y ECOMS (<http://www.eu-ecoms.eu/>) con los que se han consolidado las redes europeas para modelar extremos climáticos. El proyecto VALUE se ha centrado en la evaluación de métodos regionalizados y descripción de extremos, mientras que SPECS y ECOMS se han enfocado a predicciones estacionales y decadales. Los proyectos europeos más recientes son IMPACT-2C donde se cuantifican los impactos proyectados con un calentamiento global de 2°C, y ECLISE

(Enabling CLimate Information Services for Europe) más enfocado a proporcionar resultados para los incipientes Servicios Climáticos europeos.

En cuanto a las publicaciones científicas, Katz (2010) realiza una revisión histórica de la estadística de los valores extremos en el cambio climático, mencionando los numerosos autores que, desde Gumbel en 1941 hasta la actualidad, han utilizado la estadística de extremos para la investigación del cambio climático. Pero la revisión más completa realizada hasta el presente sobre extremos climáticos, tanto observados como proyectados en diversos escenarios de cambio climático y sobre todas las regiones del planeta es el Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (SREX, 2012), publicado por el Panel Intergubernamental de expertos sobre Cambio Climático (IPCC), donde se muestra una completa descripción general sobre el conocimiento actual de los extremos climáticos pasados y futuros y sus implicaciones para la sociedad, y se recopilan los artículos más relevantes publicados hasta la fecha sobre el tema.

1.2.1 Observaciones y proyecciones de extremos de temperatura

En general, se ha observado un incremento en los extremos de calor en Europa durante las últimas décadas (Klein Tank et al., 2005; Moberg and Jones, 2005). Las olas de calor registradas en los últimos años han dado lugar a impactos socio-económicos sensibles. Por ejemplo, las de 2003 y de 2010 provocaron decenas de miles de muertes, multitud de incendios forestales y pérdidas en cosechas, entre otros efectos (p.e. Schär et al., 2004; Robine et al., 2008; García-Herrera et al., 2010; Barriopedro et al., 2011). Examinando los registros de 54 observatorios europeos, Della-Marta et al. (2007) mostraron que, desde 1880 hasta la actualidad, la duración de las olas de calor se había duplicado y la frecuencias de días con temperaturas tórridas se había triplicado. También Cattiaux (2012) apunta a que las temperaturas en primavera y otoño han experimentado un aumento sensible en Europa occidental, y como ejemplo menciona que las dos primaveras más cálidas de los últimos 60 años fueron las de 2007 y 2011 y los dos otoños más cálidos fueron los de 2006 y 2011.

Pero también los inviernos anómalamente fríos de 2005 y 2009 provocaron pérdidas humanas y costosas perturbaciones en los transportes y el suministro eléctrico (p.e. Cattiaux et al., 2010). Los extremos de frío en el norte de Europa se asocian a situaciones de bloqueo anticiclónico y a invasión de masas de aire ártico. La ocurrencia de olas de frío depende por tanto de la frecuencia y duración de tales situaciones meteorológicas. Cohen et al. (2012) discuten las posibles causas de que la tendencia de la temperatura invernal en el Norte de Eurasia de las dos últimas décadas sean contrarias a las simuladas por los

modelos, entre las que apuntan a un incremento en la cubierta de nieve en Eurasia, mientras que Francis and Vavrus (2012) proponen un mecanismo por el que también puede haber influido la menguante extensión del hielo marino ártico. No obstante, se sabe que la mayor parte de los modelos globales tienden a sobreestimar el gradiente meridiano de presión, induciendo por ello un mayor flujo de aire marítimo húmedo y templado hacia el continente europeo, lo que provoca una infraestimación de la frecuencia y duración de las situaciones de bloqueo invernal (p.e. van Ulden and van Oldenborgh, 2006, Brands et al., 2013). Además, en la mayor parte de los observatorios europeos se ha registrado un menor número de días con heladas en las últimas décadas (Klein Tank and Können, 2003; Alexander et al., 2006), y en el norte y centro de Europa muchas regiones han registrado una tendencia a mayores temperaturas mínimas desde 1950. En la Península Ibérica la frecuencia de noches frías ha disminuido notablemente (Brunet et al., 2007; Rodríguez-Puebla et al., 2010), aunque en el Mediterráneo oriental no ha sido tan relevante (Efthymiadis et al., 2011).

La causa más probable de estas tendencias en los extremos térmicos es el cambio climático global. Pero no sólo por el aumento de las temperaturas medias en sí, sino también es posible que la acumulación de GEIs provoque alteraciones en el flujo atmosférico a escala planetaria que conduzcan a un calentamiento adicional en muchas regiones, como evidenciaron Deser et al. (2012) en experimentos realizados con modelos climáticos. Las proyecciones realizadas con los modelos muestran que las olas de calor serán más frecuentes y más duraderas, siguiendo la tendencia creciente de la temperatura estacional (p.e. Fischer and Schär, 2009; 2010), de manera que, por ejemplo, habrá una probabilidad de ocurrencia entre 5 y 10 veces mayor de olas de calor semejantes a la que azotó a Rusia en 2010 (Barriopedro et al., 2011). Los incrementos de temperatura en los días más cálidos del año serían superiores a los que experimenten las temperaturas medias en Europa central y meridional a causa del incremento de la variabilidad inter-anual e intra-estacional (p.e. Kjellström et al., 2007; Fischer and Schär, 2009; 2010; Nikulin et al., 2011). Tanto las observaciones como las simulaciones con modelos climáticos sugieren también que esa amplificación de olas de calor tendría que ver con la escasez de humedad de los suelos (p.e. Seneviratne et al., 2006; Lenderink et al., 2007; Hirschi et al., 2011). Como demuestran Clark et al. (2010), incluso en escenarios de emisiones en que se limita el calentamiento global a 2°C respecto a valores pre-industriales, la intensidad de los extremos cálidos en Europa podría incrementarse en más de 6°C. También Fischer y Schär (2010) llegan a una conclusión semejante analizando los resultados de un experimento realizado con varios modelos climáticos regionales. Un reciente estudio de Fischer and Knutti (2015) con el conjunto de modelos globales CMIP5 apunta a que el 75% de los extremos de temperatura

observados hasta ahora en todo el globo se pueden atribuir al cambio climático.

Respecto a los extremos fríos, son numerosos los estudios que sugieren una futura reducción notable en Europa (p.e. Tebaldi et al., 2006; Nikulin et al., 2011; Orłowsky and Seneviratne, 2012). Curiosamente, los modelos también apuntan a que los extremos fríos experimentarían un ascenso térmico mayor que el promedio, es decir una reducción de la variabilidad térmica, y algunos autores lo asocian a una menor extensión de cubierta nivosa (p.e. Kjellström et al., 2007; Fischer et al., 2011). Los últimos estudios sugieren que seguirá habiendo olas de frío en Europa en la segunda mitad de siglo (p.e. Sillmann and Croci-Maspoli, 2009; Kodra et al., 2011). De hecho, Cohen et al. (2012) sugieren que la proyectada reducción del hielo marino ártico afectará a la extensión de cubierta de nieve en Eurasia, y que esto influirá en las condiciones estratosféricas que a su vez influyen en la circulación troposférica a macroscale y en la ocurrencia de situaciones de bloqueo anticiclónico.

En conclusión, las olas de calor y de frío dependen de diversos factores. Uno muy importante es, por supuesto, la temperatura promedio; y ésta va a aumentar en el futuro. Pero son las fluctuaciones en torno al valor medio las que van a definir los eventos extremos térmicos, y en ellas influyen notablemente los patrones de circulación atmosférica y las situaciones de bloqueo. Se espera que las olas de calor sean más severas, pues la temperatura media se incrementará, pero su intensidad, duración y frecuencia dependen de condiciones que afectan a la ocurrencia de bloqueos, como son los contrastes térmicos meridionales, la temperatura de la superficie oceánica, la humedad del suelo o la extensión de la cubierta de nieve.

1.2.2 Observaciones y proyecciones de extremos de precipitación

En contraste con las incontestables evidencias del calentamiento prácticamente generalizado de la atmósfera, los cambios observados en la precipitación presentan una menor regularidad. Por ejemplo, a lo largo del siglo XX se han registrado incrementos sobre los continentes en latitudes superiores a 30°N, mientras que ha habido un descenso entre las latitudes 30°N y 10°S a partir de 1970 (IPCC-AR4, 2007). Por su parte, los eventos extremos de precipitación han aumentado en la mayor parte de las regiones extra-tropicales durante los últimos 50 años (p.e. Groisman et al., 2005; IPCC-AR4, 2007). Esta mayor contribución de los días con precipitación abundante al total acumulado anual parece corresponderse con el aumento significativo observado de la cantidad de vapor de agua asociado al incremento global de la temperatura, según establece la ley de Clausius-

Clapeyron.

Pero las estadísticas de la precipitación están mucho más influidas por la variabilidad inter-anual e inter-decadal que las de temperatura. Además, también es menor la disponibilidad de los registros, lo que provoca problemas para la homogeneización de los propios datos observados. De hecho, incluso en Europa, donde el número de observatorios y la calidad de observaciones son relativamente elevados, los extremos de precipitación presentan una distribución espacial poco robusta (p.e. Zolina, 2012). También, los cambios observados en extremos de precipitación son espacialmente inconsistentes y dependen de la región y estación del año que se considere. Varios índices de extremos (percentiles altos o duración de eventos de lluvia) presentan una tendencia dominante de signo positivo en muchas regiones europeas, especialmente del centro y del norte. En estas zonas la precipitación depende mucho más del flujo de humedad transportado desde zonas muy alejadas por las perturbaciones atlánticas que en la Europa meridional, donde la precipitación depende más de la evaporación regional (p.e. Trenberth, 2011). A escala global, el reciente estudio de Fischer and Knutti (2015) con el conjunto de modelos CMIP5 atribuye al cambio climático el 18% de los extremos de precipitación observados hasta la actualidad.

Parece razonable suponer que los cambios en la intensidad de la precipitación estén relacionados con las alteraciones que pueda experimentar el ciclo hidrológico como consecuencia del calentamiento global y la mayor altura de la tropopausa (p.e. Giorgi et al., 2011). Esto parece ser corroborado tanto por observaciones (p.e. Trenberth, 2011) como por experimentos con modelos climáticos (p.e. Haugen and Iversen, 2008; Linden and Mitchell, 2009 ; Benestad, 2010; Fischer and Knutti, 2015). Este argumento heurístico se basa en que por cada grado Celsius que aumente la temperatura de la atmósfera, su capacidad para contener vapor de agua se incrementa en un 7%, como se deduce fácilmente integrando la ecuación de la ley de Clausius-Clapeyron suponiendo que la humedad relativa global se mantiene constante, según indican todas las evidencias disponibles. Este mayor contenido de humedad en la atmósfera alimentará a los sistemas convectivos que provocan precipitación, por lo que ésta debería aumentar siempre que se suponga que las condiciones dinámicas de la atmósfera no sufran una alteración sensible.

Como no podía ser de otro modo, los modelos climáticos que se basan en las ecuaciones de la Física, corroboran la tendencia positiva de la cantidad de precipitación global en función del calentamiento proyectado para el futuro. No obstante, la mayor parte de autores previenen sobre la mayor incertidumbre de las simulaciones de precipitación en comparación con las de temperatura, a causa de que hay aspectos de los procesos de formación y dinámica de nubes que no se reproducen con precisión en los modelos

climáticos actuales, aún cuando sus resultados sean en general consistentes con las observaciones. Asimismo, la resolución espacial de los modelos climáticos es aún demasiado baja para poder simular un gran número de sistemas atmosféricos que dan lugar a precipitaciones extremas.

La distribución espacial y estacional de esta tendencia es muy diferente según las regiones que se consideren. Así, para el norte de Europa se proyectan incrementos notables de precipitación, mientras que para la Europa mediterránea la tendencia es de signo contrario (IPCC-AR5, 2013). En cuanto a los extremos, los modelos también apuntan a tendencias inhomogéneas en su frecuencia e intensidad (p.e. Benestad, 2010).

A escala planetaria Fischer and Knutti (2015) apuntan a que un calentamiento global de 2°C haría que el 40% de los extremos de precipitación se deberían a dicho cambio climático. Las proyecciones de cambio de precipitación estacional sobre Europa muestran un marcado contraste en el signo de la tendencia según las regiones. Los futuros inviernos serían más lluviosos en la mayor parte del continente europeo, con la excepción de una gran parte de la región mediterránea, mientras que en verano ese contraste norte-sur se vería aún más acentuado (IPCC-AR5, 2013). Por lo general, los cambios que se proyectan para los extremos de precipitación son más notables que para los valores promedio. En muchas áreas se proyectan incrementos en los percentiles más altos de precipitación diaria, incluso en algunas zonas donde disminuiría la precipitación media anual o estacional (p.e. Kundzewicz et al., 2006). En Europa, las proyecciones apuntan a un incremento en los extremos por encima de la latitud 45°N y en el tercio meridional aumentos menores o incluso disminuciones (p.e. Frei et al., 2006). Pero, en definitiva, todos estos resultados deben considerarse con cautela por la elevada incertidumbre que presentan los modelos en la simulación de muchos eventos extremos de precipitación (p.e. Orskaug et al., 2011).

En conclusión, el calentamiento global afectará sin duda al ciclo hidrológico pues provocará más evaporación y contenido de vapor de agua en la atmósfera. Esto dará lugar a un incremento en la precipitación global acumulada, pero estos cambios serán de signo e intensidad diferente según la región y estación del año que se considere. La distribución espacial de la precipitación pone de manifiesto que es mucho mayor en las zonas donde prevalecen los ascensos de aire, y que su ubicación y el periodo del año donde se producen con mayor abundancia dependen de la circulación atmosférica a escala planetaria. En las regiones sub-tropicales, como en la que se ubica la mayor parte de la Península Ibérica, se espera que el desplazamiento o ensanchamiento de la celda de Hadley provoque una mayor frecuencia de días con subsidencia de aire sin precipitación. Mientras que en el norte de Europa, aunque no se pueda simular con alta confianza la alteración futura de las

trayectorias de las perturbaciones atlánticas (storm-tracks), se proyectan incrementos de precipitación.

1.3 Generalidades sobre modelos climáticos

El término “*modelos climáticos*” se suele aplicar usualmente a los modelos basados en la física del Sistema Climático, mientras que el de “*modelos de valores extremos*” corresponde a aquellos basados solamente en la estadística de datos empíricos. Los resultados de los modelos basados en la física se presentan normalmente en mallas de celdillas regulares y los basados en la estadística proporcionan resultados para una sola localización o un conjunto de localizaciones. A veces, los resultados de modelos estadísticos también se presentan en mallas de celdillas, pero en ese caso se podrían introducir artificios no deseables en la representación de extremos en caso de que su distribución espacial no fuera muy “suave” (Hov et al., 2013).

Para realizar proyecciones del cambio climático relacionado con la creciente acumulación en la atmósfera de GEIs y de aerosoles emitidos por actividades humanas, se utilizan los modelos climáticos globales. Como antes se ha mencionado, un modelo climático consiste en una representación matemática de los procesos que tienen lugar en el “sistema climático” global, compuesto por cinco componentes: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera. Entre ellos se producen enormes intercambios de materia, calor y momento e incesantes interacciones mediante multitud de procesos físicos, químicos y biológicos, lo que hace que el sistema climático terrestre sea extremadamente complejo. Los modelos globales de clima constituyen actualmente la única herramienta de que se dispone para estudiar los procesos que conforman el estado del clima. Por esta razón resultan imprescindibles para derivar la respuesta del clima a las perturbaciones inducidas por actividades humanas.

Actualmente los modelos climáticos globales incluyen alguna representación de los cinco componentes del sistema climático, de los procesos que se producen en cada uno de ellos y de los que determinan los intercambios mutuos. A los modelos en que la atmósfera y el océano interactúan de forma acoplada se les conoce generalmente por las siglas AOGCM (del inglés Atmosphere-Ocean General Circulation Model). Consisten en enormes programas informáticos, que se ejecutan en los superordenadores más potentes, con los que se resuelve numéricamente un numeroso conjunto de ecuaciones que expresan las leyes y principios de la Física que gobiernan el clima terrestre (figura 1.2).

<p>ECUACIONES ATMOSFÉRICAS</p> <p>Conservación de la energía :</p> $\frac{dT}{dt} = (\nabla \cdot k_h \nabla) T + \frac{1}{c_p} \sum \frac{dQ}{dt}$ <p>Conservación del momento:</p> $\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f \vec{k} \times \vec{V} - \nabla \Phi - \vec{F}$ <p>Conservación de la masa :</p> $\nabla(\rho \cdot \vec{V}) = 0$ <p>Conservación del agua :</p> $\frac{d(\rho q_i)}{dt} = (\nabla \cdot k_h \nabla)(\rho q_i) + E - P$ <p>Ecuación de estado :</p> $p = \rho R_d T (1 + 0.61 q_v)$

Figura 1.2: Ecuaciones diferenciales atmosféricas que se resuelven en los modelos climáticos

Este complejo sistema no-lineal de ecuaciones diferenciales no tiene solución exacta analítica. Por ello, han de resolverse de forma aproximada aplicando técnicas numéricas, que requieren dividir el espacio ocupado por la atmósfera y el océano en celdillas tridimensionales. En cada una de ellas se asignan valores de las variables que caracterizan el estado de la atmósfera y el océano, como temperatura, movimiento, densidad etc. Dicha asignación se realiza a partir de observaciones directas o indirectas de tales variables a escala global en un determinado instante inicial. Para derivar las evoluciones temporales de las variables en cada celdilla de la malla del modelo se resuelven las ecuaciones a partir de esos valores iniciales. Estas evoluciones se obtienen en intervalos temporales discretos (paso temporal), cuya duración debe estar en concordancia con el tamaño de las celdillas. Cuanto menor sea dicho tamaño, más pequeño ha de ser el paso temporal.

Hasta la primera década de este siglo, la resolución espacial de la parte atmosférica de los actuales AOGCM variaba entre 1º y 4º de latitud y longitud en la horizontal, mientras que en la vertical se solían considerar de 20 a 50 capas entre la superficie y el tope superior de la atmósfera, cada una con espesores variables (fig. 1.3). En 2013, algunos modelos llegan a usar resoluciones superiores a 1º y hasta 95 capas en la vertical.

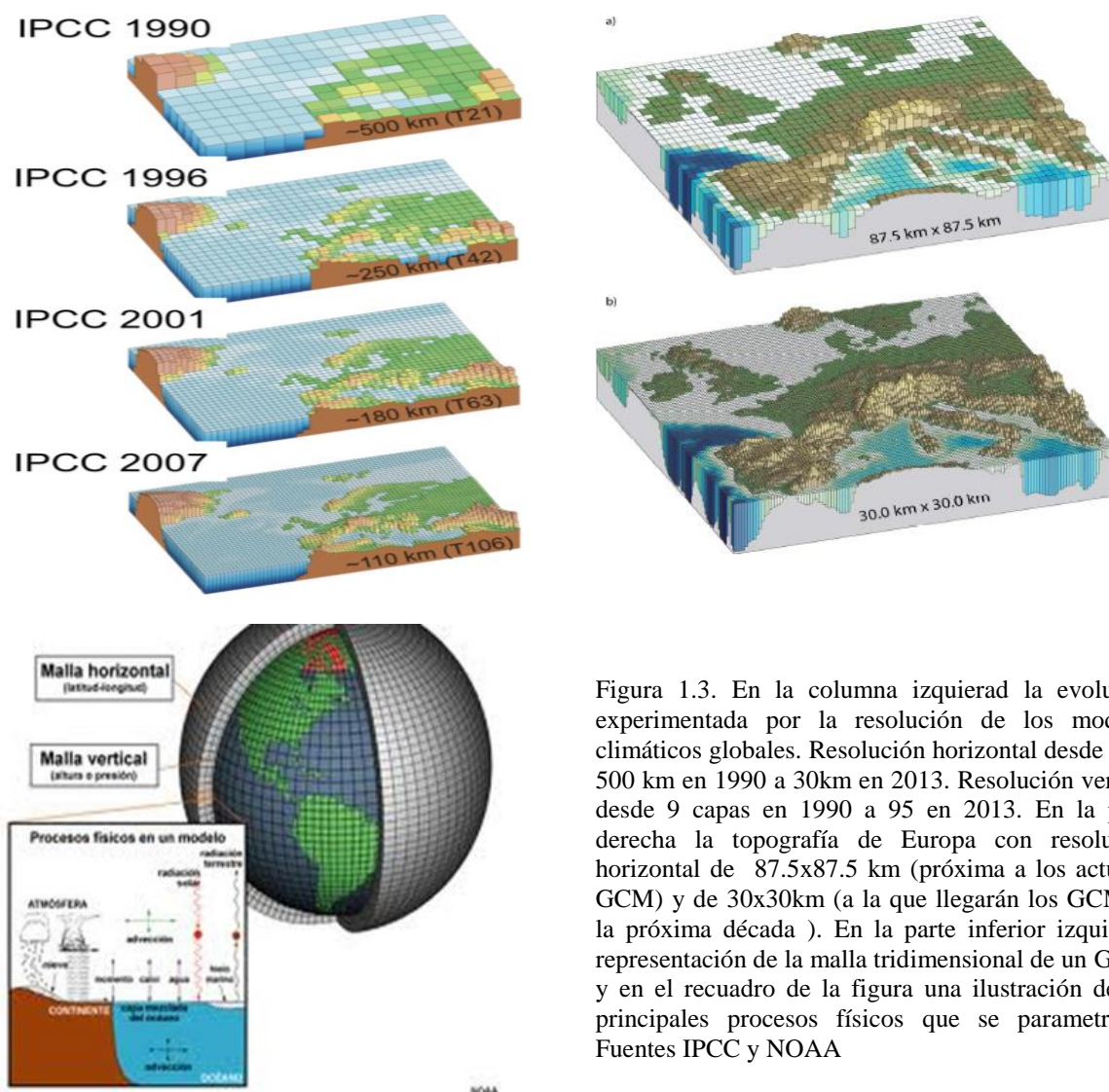


Figura 1.3. En la columna izquierda la evolución experimentada por la resolución de los modelos climáticos globales. Resolución horizontal desde unos 500 km en 1990 a 30km en 2013. Resolución vertical desde 9 capas en 1990 a 95 en 2013. En la parte derecha la topografía de Europa con resolución horizontal de 87.5x87.5 km (próxima a los actuales GCM) y de 30x30km (a la que llegarán los GCM en la próxima década). En la parte inferior izquierda, representación de la malla tridimensional de un GCM, y en el recuadro de la figura una ilustración de los principales procesos físicos que se parametrizan. Fuentes IPCC y NOAA

Además, la discretización inherente a las técnicas numéricas con que se resuelve el sistema de ecuaciones diferenciales implica que con ellas no pueden resolverse procesos o sistemas atmosféricos u oceánicos con escalas espaciales o temporales menores que, al menos, el doble de la resolución del modelo (p.e. nubes individuales o vórtices oceánicos de mesoscala). Por tanto su efecto debe calcularse mediante una representación paramétrica en función de valores de las variables básicas resueltas por el modelo. Este procedimiento se llama parametrización. En el Anexo 2 se describirá con más detalles.

Los modelos AOGCM que se utilizan para cuantificar la respuesta futura del clima a perturbaciones inducidas por actividades humanas han de ser previamente evaluados. El examen de la fiabilidad que presenta un AOGCM para reproducir los principales procesos en el sistema climático, se realiza mediante una comparación sistemática de resultados de simulaciones con condiciones de clima pasado, más o menos próximo a la actualidad, frente

a datos climatológicos observados. Las simulaciones de clima actual con AOGCMs se llevan a cabo considerando la evolución de valores observados de concentraciones atmosféricas de GEIs. Los modelos también pueden evaluarse considerando condiciones paleoclimáticas, por ejemplo la pasada era glacial. Una vez que se ha evaluado satisfactoriamente su calidad, el AOGCM se utiliza para realizar simulaciones de la evolución temporal del futuro cambio climático.

En este tipo de evaluaciones se ha comprobado que la calidad de la mayor parte de los actuales AOGCM han experimentado una notable mejora en los últimos diez años. Esto se atribuye a varias causas, entre las que destacan un mejor conocimiento de las características de los océanos y de los procesos de intercambio con la atmósfera, la consideración de procesos que afectan a los aerosoles azufrados en la atmósfera, y de la reducción en la resolución espacial de los modelos (tamaño de celdillas) permitida por el impresionante progreso en la potencia de computación. De hecho, por lo general se aprecia que las simulaciones reproducen de manera muy aceptable la evolución experimentada por la temperatura global a lo largo de los últimos 150 años. Tanto es así, que los ensayos realizados con diferentes evoluciones de GEIs han permitido discriminar la contribución de las actividades humanas en el cambio experimentado por el clima, con un grado de confianza bastante aceptable (IPCC-AR4, 2007). Sin embargo, aún existen incertidumbres en algunos resultados de los modelos AOGCM, en gran parte asociadas a deficiencias en las parametrizaciones de ciertos procesos físicos determinantes para el clima (IPCC-AR4, 2007). Además de tales deficiencias, permanece el problema de que la resolución espacial de los AOGCM es aún demasiado baja para poder reproducir detalles orográficos y costeros, que en muchas zonas del planeta determinan decisivamente el clima a escala regional.

Con los AOGCMs se simula la evolución de las condiciones climáticas observadas a lo largo de los últimos 150 años, teniendo en cuenta la variación observada de la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero (GEIs) y de aerosoles. Los resultados obtenidos se comparan con los registros climáticos disponibles para evaluar la calidad de los modelos. Una vez comprobado que son capaces de reproducir aceptablemente el clima observado, se continúa la simulación hasta el final del presente siglo (o más allá), considerando diversos supuestos sobre cómo podrían evolucionar las emisiones antropogénicas de GEIs y aerosoles (escenarios de emisiones) a lo largo de dicho periodo de tiempo. De esta manera, para cada uno de tales supuestos, se obtienen los cambios proyectados de las principales variables climáticas en cualquier zona del globo terrestre.

Por tanto, para simular la evolución futura del clima terrestre, los modelos AOGCM deben ser forzados transitoriamente con evoluciones de los niveles de GEIs y aerosoles acumulados en la atmósfera según se espera vayan cambiando las emisiones producidas por actividades humanas. Para eso es preciso realizar un ejercicio de prospectiva sobre las evoluciones futuras de emisiones antropogénicas de GEIs y aerosoles. Es decir, elaborar lo que se llaman “escenarios de emisiones”. Esto se puede realizar considerando diversos supuestos acerca del futuro desarrollo demográfico y socio-económico en el mundo. Los escenarios de emisiones utilizados hasta 2007 para realizar proyecciones con modelos de clima a lo largo del siglo XXI, se conocen por las siglas SRES (del inglés Special Report on Emission Scenarios). Constituyen un conjunto de escenarios de emisión elaborados por un grupo de expertos mundiales dentro del IPCC (IPCC, 2000), teniendo en cuenta hipótesis coherentes sobre evoluciones futuras de crecimiento de la población mundial, la demanda de energía, la eficiencia de su consumo o el crecimiento económico global, entre otras consideraciones.

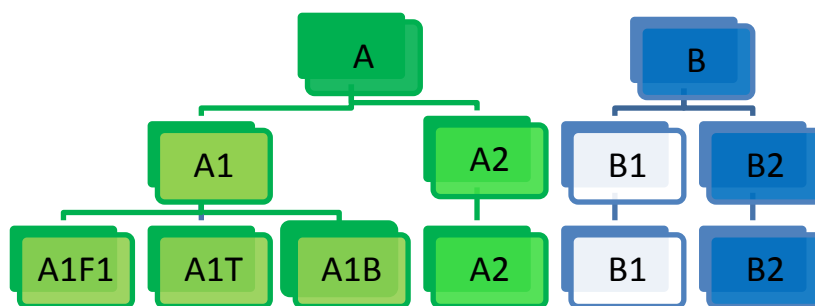
Los escenarios SRES, se agrupan en cuatro familias A1, A2, B1 y B2, donde A y B se refieren al carácter global regional del desarrollo y 1 y 2 dando prioridad al medio ambiente y al desarrollo económico.

Familia A1: representa al mundo con crecimiento económico rápido, demografía que aumenta hasta mediados de siglo e introducción acelerada de las tecnologías: A1F1 energías fósiles. A1T fuentes de energía alternativa. A1B equilibrio entre energías fósiles y alternativas

Familia A2: crecimiento económico y desarrollo tecnológico, demográfico y cultural de los países muy diferentes de todo el mundo.

Familia B1: homogeneización, económica, tecnológica, demográfica y social del mundo con cambios económicos y utilización de tecnologías limpias y eficientes

Familia B2: considera un mundo que apuesta por la sostenibilidad económica, social y la limpieza y protección ambiental.



Para cada uno de estos escenarios se ha realizado una cuantificación de las emisiones antropogénicas futuras de GEIs y compuestos de azufre (IPCC-AR4, 2007). A modo de ilustración, en la figura 1.4 se muestran las evoluciones de emisiones de CO₂, SO_x, CH₄ y N₂O correspondientes a los seis escenarios que se utilizaron para realizar proyecciones de clima con los modelos AOGCM en el tercer y cuarto informe del IPCC.

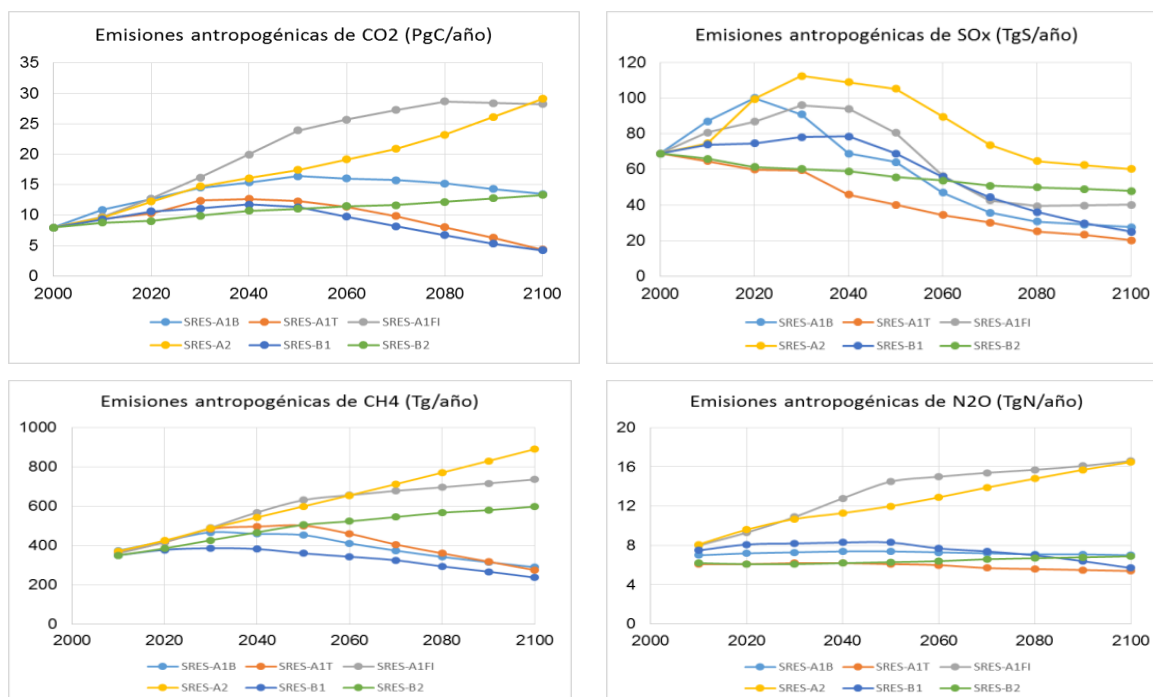


Figura 1.4. Escenarios SRES de futuras emisiones de los cuatro GEIs antropogénicos principales

En el quinto informe del IPCC (IPCC-AR5, 2013) las proyecciones de cambio climático se realizaron considerando una familia de escenarios basados en la estabilización de forzamientos radiativos antropogénicos llamados **RCP** (Representative Concentration Pathways), de los que se deducen las correspondientes evoluciones de emisiones de GEIs y aerosoles (fig. 1.5).

Como este trabajo se basa en los resultados de las simulaciones del proyecto PRUDENCE, los escenarios de emisiones considerados son dos de los SRES: B2 y A2. Aunque son completamente distintos el propósito y el método para deducir la evolución de las concentraciones de GEIs y aerosoles en los escenarios SRES y RCP, se pueden observar ciertas semejanzas entre ellos. Así como se señala en el quinto informe del IPCC (IPCC-AR5, 2013) la evolución de la concentración de CO₂ del SRES-B2 se aproxima a la del RCP4.5, mientras que la del SRES-A2 se aproxima al RCP6.0.

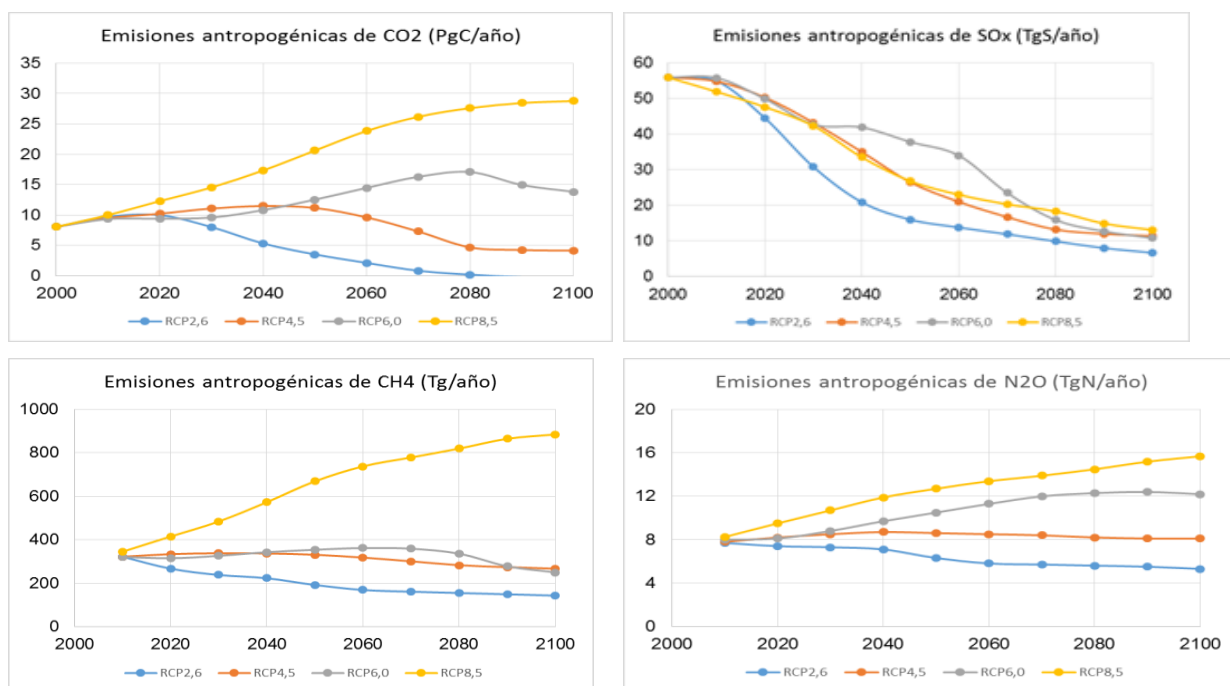


Figura 1.5. Evolución de futuras emisiones de los cuatro GEIs antropogénicos principales en cuatro escenarios RCP (IPCC--WG1, 2013)

Aunque los resultados de proyecciones de cambio climático obtenidos con los actuales AOGCM presentan entre sí razonables semejanzas a escala global, cuando se consideran escalas regionales las distribuciones de temperatura y, sobre todo, de precipitación muestran notables discrepancias. Esta rebaja en la calidad de los resultados a escala regional se atribuye en buena medida a la insuficiente resolución espacial de los AOGCMs, que distorsiona las líneas de costa y suaviza demasiado la forma de los accidentes orográficos. Además, los modelos no pueden reproducir de forma realista los procesos atmosféricos con un tamaño similar o inferior al doble del de las celdillas de la malla de cálculo, lo que incluye a una buena parte de los que determinan los climas a escala regional, y en particular muchos eventos extremos climáticos y meteorológicos..

Aumentar la resolución de los AOGCM para resolver escalas inferiores a 100 km, por

ejemplo, supone un incremento muy considerable del tiempo de computación, aún utilizando los superordenadores más potentes. En consecuencia, para obtener aproximaciones más adecuadas a los climas de escala regional se suele recurrir a técnicas de “regionalización” (“*downscaling*” en inglés) de las simulaciones con los AOGCM. Dichas técnicas se pueden agrupar en dos categorías: Métodos estadísticos de regionalización y modelos climáticos regionales. Los primeros traducen la información proporcionada por los AOGCM en descripciones de las variables climáticas con mucha resolución, mediante regresiones estadísticas multivariable entre series de valores promedio de variables climáticas observados en estaciones incluidas en una celdilla del modelo global y los correspondientes valores promedio simulados en ella. Tales ecuaciones de regresión se usan para inferir la correspondiente información climática en cada lugar a partir de los valores simulados por el AOGCM para clima perturbado (p.e. von Storch y Zwiers, 1999, entre otros). Los resultados que se obtienen con los métodos estadísticos deben analizarse con cautela, pues se basan esencialmente en dos hipótesis cuya validez ha de comprobarse: 1) Que la correlación espacial entre las variables climáticas dentro de una celdilla del modelo global es independiente del modelo utilizado para deducirlas (se deducen de modelos meteorológicos de reanálisis y se aplican a modelos climáticos) y 2) que dicha correlación espacial, obtenida en condiciones de clima actual, no se altera en condiciones de clima futuro.

Los modelos regionales de clima (en adelante RCM) son considerados como la técnica de regionalización más adecuada para realizar proyecciones realistas de cambio climático y eventos extremos a escala regional (IPCC-AR4, 2007). Los RCM son esencialmente similares al módulo atmosférico de cualquier AOGCM, pero se aplican a un área limitada del globo terrestre con más resolución, es decir discretizando espacialmente con celdillas de menor tamaño. Se utilizan anidándolos en la malla del modelo global (fig. 1.6). Esto significa que en los RCM los valores iniciales de las variables simuladas y su evolución temporal en los contornos del dominio se derivan de resultados obtenidos por un AOGCM. En definitiva, los RCM están forzados por los contornos con valores simulados por los AOGCM. Por tanto, el procedimiento que actualmente se sigue consiste en utilizar las salidas de un AOGCM para simular la respuesta de la circulación global a forzamientos de macroescala y los RCM para tener en cuenta los forzamientos a escala más pequeña que el tamaño de la celdilla en los AOGCM, de una forma acorde con principios físicos, y para resaltar la simulación de circulaciones atmosféricas y variables climáticas a escalas espaciales más finas (IPCC-AR4, 2007).

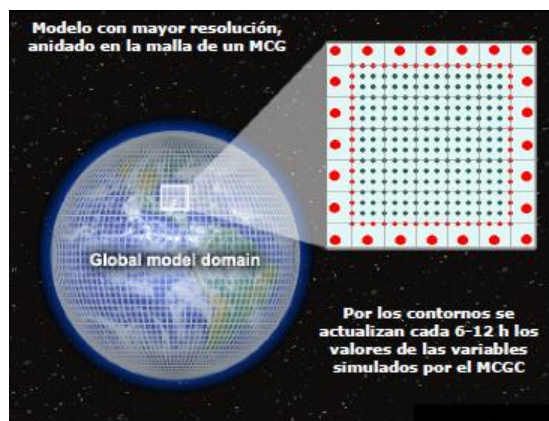


Figura 1.6. Mallado de un modelo regional anidado en la malla de un modelo climático global.

La técnica de los RCM, iniciada a principios de la última década del siglo XX (Dickinson et al., 1989), se utiliza actualmente para una gran variedad de aplicaciones, desde estudios paleoclimáticos a proyecciones de cambio climático antropogénico. Proporcionan resultados con mucha resolución espacial (entre 50 y 10 km) a partir de simulaciones de varias decenas de años, y son capaces de describir mecanismos climáticos de realimentación a escala regional. Generalmente los RCM actuales son versiones adaptadas de modelos de área limitada utilizados operativamente para predicción meteorológica con alta resolución. No obstante, ya existen RCM con acoplamiento entre procesos atmosféricos y de otros componentes del sistema climático (océano, hidrología, vegetación, etc.).

No obstante, se ha de tener presente que un RCM no puede corregir los errores generados en el AOGCM en que se anida. Por eso es conveniente elegir un AOGCM bien validado que represente de forma realista los rasgos de la circulación global que afecten a la región de interés, o bien considerar el anidamiento en un conjunto de diferentes AOGCMs. Asimismo es importante que el RCM incluya parametrizaciones físicas adecuadas para simular procesos convectivos, intercambios de energía entre el aire y el suelo o efectos radiativos de las nubes, de los GEIs o de los aerosoles. Finalmente, la elección del tamaño de las celdillas de la malla del RCM debe resultar de un compromiso entre la escala de aquellos procesos atmosféricos que más influencia ejercen sobre el clima de la región de interés y la potencia de computación disponible. A pesar de que el dominio de aplicación de los RCM abarca una pequeña parte del planeta, el tiempo de computación es muy superior al que precisa un AOGCM para simular un mismo periodo. Por eso los actuales RCM no suelen simular periodos de más de varias decenas de años (usualmente no más de 150 años).

1.4 Modelos estadísticos de valores extremos

Los modelos estadísticos son construcciones matemáticas definidas que se ajustan a un conjunto de datos. La aproximación corriente consiste en derivar unas ecuaciones matemáticas que describan la distribución de frecuencias de una variable o su función de densidad de probabilidad (pdf). Existen ecuaciones matemáticas para estimar las distribuciones de datos de diversos tipos tales como la binomial, la de Poisson, la gaussiana, la exponencial, la gamma, la de Weibull, de Gumbel, de Fréchet, etc.

La distribución binomial describe la probabilidad de ocurrencia de un determinado número de eventos. Esta distribución está intrínsecamente asociada con probabilidades de eventos discretos como el lanzamiento de una moneda. La distribución de Poisson describe la probabilidad de ocurrencia de sucesos dentro de un determinado intervalo fijo. Por ejemplo, el número de tormentas que ocurren en una determinada estación del año se espera que siga una forma Poisson, siempre que se suponga que estos eventos ocurren aleatoriamente. El número de eventos por encima del percentil 95 durante un período de tiempo puede ser descrito por una distribución binomial si los datos se extraen de un proceso aleatorio. Por lo tanto, las distribuciones binomial y de Poisson pueden utilizarse para proporcionar una referencia frente a la cual se comparan los datos reales.

La distribución gaussiana, también conocida como distribución normal, se utiliza generalmente para describir ciertas variables como la temperatura. Esta distribución proporciona una información más fiable cerca de los valores centrales que de los extremos, pues por encima de dos desviaciones estándar la probabilidad alcanza con rapidez valores muy pequeños. Las observaciones sugieren que los valores climáticos extremos son más comunes que los que predice la distribución gaussiana. Por su parte, la distribución exponencial o gamma se suele utilizar para describir la frecuencia asociada con cantidades de precipitación diaria y la distribución de Weibull se aplica a menudo para describir las estadísticas de la velocidad del viento. La distribución Weibull, Gumbel y Fréchet son tres tipos diferentes que se derivan de la teoría general de valores extremos y se utilizan para describir los valores extremos en la cola de sus respectivas distribuciones, siendo por lo tanto especialmente relevantes para el modelado de condiciones climáticas extremas, como las que se analizan en este trabajo.

Las funciones de densidad de probabilidad proporcionan una descripción climática sobre qué valores se puede esperar que ocurran y con qué frecuencia se repitan. Un clima estable es una situación en que la pdf se mantiene constante con el tiempo, mientras que un cambio climático implica una modificación de la forma y la situación de la pdf. En general, si una pdf

cambia también se alterarán las colas y por tanto las frecuencias e intensidades de los valores extremos. Es poco probable que cambie la forma de una pdf sin que se alteren las colas. De hecho en la distribución exponencial se determinan los valores de las colas extremas mediante un pequeño conjunto de parámetros que describen la propia forma general de la pdf.

Las estadísticas de valores extremos describen las probabilidades de que un valor supere un umbral determinado. Hay expresiones matemáticas bien definidas que se utilizan para cuantificar los valores de retorno esperados para tales extremos. Las funciones de densidad de probabilidad describen tanto el cambio climático como las variaciones climáticas naturales a escalas espaciales regionales o locales. En una serie de experimentos controlados con modelos numéricos Deser et al (2012) comprobaron que incluso en las propias simulaciones de un modelo sin forzamiento externo puede haber una fuerte presencia de fluctuaciones de origen natural que ocurren debido a los flujos atmosféricos a gran escala y que éstas pueden llegar a enmascarar el efecto del calentamiento global incluso a escala continental. Su resultado parece sugerir que el rango de variabilidad podría aumentar con el tiempo, de forma que en el rango más bajo la temperatura permaneciera casi estacionaria mientras que el rango superior experimentara un rápido calentamiento. No obstante, la descripción más probable del futuro es que el calentamiento sea generalizado, habiendo una muy pequeña probabilidad de que la temperatura futura en un lugar cualquiera se mantenga casi constante en un periodo de más de 50 años.

La recurrencia de eventos sin precedentes también puede utilizarse para hacer inferencias acerca de las tendencias en los extremos, mediante un test de igualdad e independencia de la distribución (IID: “independent and identical distribution”) frente a la hipótesis nula de una pdf estacionaria (Rios Insua et al., 2012). La tasa esperada de nuevos eventos sin precedentes se puede definir bien en términos de probabilidad matemática mientras no haya ataduras para el número más alto ni ningún límite superior (Benestad, 2008). El test IID puede utilizarse para evaluar las hipótesis detrás de los análisis de niveles de retorno y de valores extremos derivados de un modelo climático: un proceso donde no cambia la pdf corresponde a un clima estable.

Otra cuestión es si los eventos extremos se pudieran agrupar en tiempo o espacio, violando entonces la condición de IID porque el carácter de los acontecimientos esté influenciado por condiciones externas. En estos casos la probabilidad de ocurrencia es condicional y puede ser descrita mediante métodos Bayesianos. El agrupamiento (clustering) puede ser una consecuencia de que se altere el régimen de cambios, por ejemplo cuando el clima puede

persistir en múltiples estados estables, tales como los períodos glaciales e interglaciales o las transiciones de un Sahara verde a uno árido. Una violación de la condición IID puede implicar que los análisis del valor de retorno basados en pdf's den estimaciones no válidas para las probabilidades futuras y requieran otros medios para predecir cambios en los pdf o en los percentiles (Benestad, 2007; Benestad et al., 2012a). No obstante, esta posibilidad no se contempla en intervalos temporales de décadas, como los que se consideran en este trabajo.

1.5 Incertidumbres en el modelado de cambios en extremos climáticos

Cualquier proyección de cambio climático debe ir acompañada de una valoración de la incertidumbre asociada. En los dos últimos informes del IPCC (AR4 y AR5) se usa un lenguaje riguroso sobre las incertidumbres, precisamente para transmitir la información de forma correcta a los que han de tomar decisiones. El IPCC, señala niveles de confianza (desde muy baja a muy alta) y cuantifica probabilidades. Por ejemplo, califica un acontecimiento como "muy probable" cuando las posibilidades de que ocurra superan el 90 por ciento o como "virtualmente cierto" cuando superan el 99%. O si dice tener una "confianza muy alta" en datos climáticos o en proyecciones de modelos significa que, al menos, en 9 de cada 10 casos serán correctos. (Más información sobre las incertidumbres y niveles de confianza en el Anexo 2)

Como las características de los modelos climáticos no son iguales, aunque todos se basen en los mismos principios físicos, también sus simulaciones ofrecen resultados no idénticos. Por eso se considera que combinando los resultados de un conjunto de modelos que se ejecutan con los mismos forzamientos se obtendría una distribución de probabilidad del cambio climático futuro. Aunque se podría tratar de averiguar los modelos que mejor simulan y dar mayor peso a sus resultados para confeccionar la mencionada distribución de probabilidad, generalmente se considera que todas las simulaciones son igual de plausibles. Sometiendo este conjunto de resultados a un análisis estadístico sería posible derivar los intervalos de probabilidad de que se produzcan cambios climáticos de magnitudes determinadas. Incluso, también se podría hacer algo semejante con los resultados de simulaciones realizadas con un mismo modelo pero cambiando las condiciones iniciales o ciertas parametrizaciones (p.e. Deser et al., 2012). Las simulaciones con un conjunto de modelos es un procedimiento para derivar una estimación de la incertidumbre inherente a las simulaciones de cambio climático, que se puede expresar mediante intervalos de confianza o probabilidades, siempre que los modelos no tengan deficiencias comunes (p.e. Frame et al., 2007).

Los modelos estadísticos más relevantes para estudiar los eventos extremos meteorológicos o climáticos se derivan de la Teoría de Valores Extremos (EVT: Extreme Value Theory) propuesta por Coles (2001). Esta teoría utiliza técnicas para analizar acontecimientos absolutamente inusuales o incluso inéditos. Como por definición los eventos extremos se observan muy escasamente, es fácil que haya que realizar estimaciones sobre valores que son mayores o menores que los que se hayan observado jamás hasta la fecha, lo que obliga a realizar una extrapolación con una función suavizada, que se deriva bajo la hipótesis de que las variaciones son aleatorias.

La Teoría de Valores Extremos Generalizada (GEV) proporciona modelos que permiten tal extrapolación, en función de los valores observados máximos, mínimos o que excedan de un determinado umbral. Estos modelos se corresponden con diversas distribuciones como la de Gumbel, de Fréchet, de Weibull o la distribución generalizada de Pareto. Uno de los temas de investigación sobre eventos meteorológicos extremos es analizar si éstos se presentan cada vez con más frecuencia y si eso tiene relación con el calentamiento global, lo que implica que se trata de datos no-estacionarios. Por eso, hay modelos basados en la GEV que permiten que algunos de sus parámetros dependan del tiempo (Coles, 2001). Una vez establecidas las distribuciones apropiadas, hay varias maneras de resumirlas. Por ejemplo, se puede resumir una pdf mediante un número de percentiles, de periodos de retorno (intervalos entre eventos extremos que son la inversa de la probabilidad de que un valor sea superado en un año) o de la probabilidad de excedencia. Todos estos parámetros serán analizados en el presente trabajo.

2 DATOS Y METODOLOGÍA

En el primer apartado de este capítulo se incluye una breve descripción de los modelos regionales usados en el proyecto europeo PRUDENCE que se han considerado en esta Tesis, las simulaciones realizadas con ellos y los datos de observación que se han utilizado para su evaluación. En el segundo apartado se presenta la metodología del tratamiento de índices de extremos, en el tercero se muestran las subregiones en que se ha dividido la Península para analizar las proyecciones de ciertos extremos climáticos y en el cuarto se esquematiza el proceso seguido para realizar el estudio.

2.1 Descripción de los modelos, simulaciones y datos de observación para evaluarlas

2.1.1 Descripción de los modelos climáticos utilizados

En el proyecto PRUDENCE, llevado a cabo entre 2001 y 2004, participaron más de 20 grupos de investigación europeos con el objetivo fundamental de elaborar proyecciones regionalizadas de cambio climático para Europa en el último tercio del presente siglo mediante técnicas de regionalización dinámica y analizar algunos de los impactos ambientales que podrían derivarse de tales escenarios.

En dicho proyecto se utilizaron diez modelos regionales europeos con una resolución horizontal de aproximadamente 50x50 km² cubriendo la mayor parte de Europa (ver dominio común en figura 2.1) para simular el clima en dos periodos de 30 años: de 1961 a 1990 (experimentos de clima pasado reciente) y de 2071 a 2100 (experimentos de clima futuro). Estos modelos regionales se anidaron en un modelo global que realizó simulaciones en dos escenarios futuros de emisiones: SRES-B2 y SRES-A2.

Como se ha mencionado en el Capítulo 1, los modelos regionales de clima (RCM) constituyen una **técnica de regionalización** con la que se realizan simulaciones climáticas con una resolución espacial mayor que la empleada por los modelos climáticos globales (GCM), a fin de tener en cuenta con mayor detalle la variabilidad orográfica y fisiográfica del dominio en que se aplican (figura 2.1), con lo sería posible reproducir más fielmente sus efectos sobre los procesos atmosféricos, que en su mayor parte son de naturaleza no-lineal. A pesar de que los RCM no pueden corregir la mayor parte de las incertidumbres y debilidades de los GCM en los que se anidan, pues se alimentan de sus resultados, se ha demostrado que en general ofrecen una representación más realista del

clima regional (p.e. Gula and Peltier, 2012; Kumar et al., 2013; Hall, 2014). Los actuales RCM se aplican con resoluciones espaciales de entre 50x50 km² y 10x10 km².

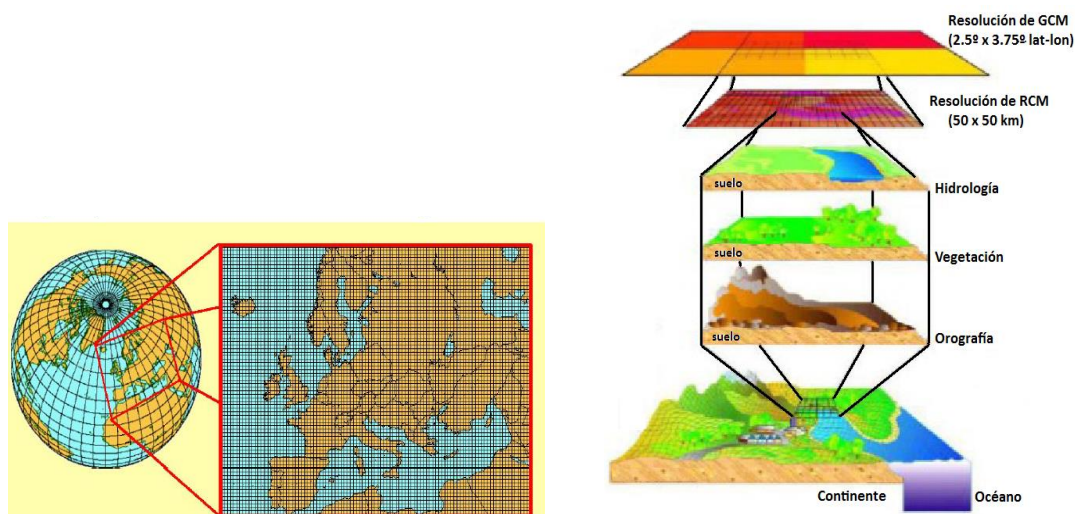


Figura 2.1. (a) Dominio común de los RCM usados en PRUDENCE. (b) Ilustración de las características fisiográficas captadas con mayor detalle por la resolución espacial más alta de los RCM frente a los GCM. Fuente Climate Research Unit 2000

A continuación se incluye una breve descripción de los RCM y GCM usados en el proyecto que se han considerado en el presente trabajo.

Modelos regionales (RCM)

- El Instituto Meteorológico de Dinamarca (DMI) utilizó el modelo regional HIRHAM. Este modelo fue desarrollado originalmente por Christensen y van Meijgaard (1992) y después reformado por Christensen et al. (1996). Posteriormente se introdujeron mejoras usando nuevos datos fisiográficos de la topografía y de los usos de suelo con alta resolución (Hagemann et al. 1999; Christensen et al. 2001). La habilidad de las diversas versiones de este RCM para simular el clima actual y futuro se describe en Christensen et al. (1998) y en Christensen y Christensen (2003; 2004).
- El Centro Hadley (HC) del Reino Unido utilizó el modelo regional HadRM3H (Hudson and Jones 2002b). La configuración de esta versión del modelo es muy similar a la del HadRM3P que fue desarrollado por Buonomo et al., (2006). Los principales cambios de la nueva versión se relacionan con la parametrización de la nubosidad a gran escala y los efectos radiativos de las nubes convectivas. Tales actualizaciones han proporcionado una mejora sensible en los perfiles verticales de las nubes y en los campos de radiación.
- La Escuela Superior Politécnica de Zurich (ETH) utilizó el modelo CHRM. La versión más actualizada de este modelo se describe en Vidale et al. (2003). Se ha analizado la habilidad de este modelo para representar el ciclo hidrológico a escala continental y a escala regional en el área de los Alpes (Frei et al., 2003), y se ha utilizado para simular una gran variedad de

procesos meteorológicos de mesoescala (Schär et al. 1999, Heck et al. 2001) y en estudios de cambio climático (p.e. Schär et al. 2004).

- El Instituto de Investigaciones Costeras (GKSS) de Alemania utilizó el modelo CLM. Es la versión climática del modelo no hidrostático LM. Tiene la misma dinámica y similares parametrizaciones físicas que el modelo de predicción meteorológica LM del Servicio Meteorológico de Alemania (DWD). En Steppeler et al. (2003) se describe de forma detallada este modelo.
- El Instituto Max Planck (MPI) de Alemania utilizó el modelo REMO (Jacob 2001). Se basa en el modelo EM/DM del Servicio Meteorológico de Alemania con algunas modificaciones en las parametrizaciones físicas, tomadas del modelo global ECHAM4. Ha sido analizado en diversas simulaciones climáticas (Semmler et al. 2004 y Aldrian et al. 2004) y en simulaciones del ciclo hidrológico (p.e. Frei et al., 2003), Hennemuth et al., 2003) y Lehmann et al., 2004).
- El Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia (SMHI) utilizó el modelo RCAO del Centro Rossby. Este modelo consta de una parte atmosférica RCA2 (Jones et al., 2004) y de otra oceánica (Meier et al., 2003). El acoplamiento entre ambas se describe en Döscher et al. (2003) y los resultados de las simulaciones se analizan en Räisänen et al. (2004).
- La Universidad Complutense de Madrid (UCM) utilizó el modelo PROMES. Este modelo fue desarrollado originalmente por Castro et al. (1993) y la versión climática actual se ha utilizado en diversos experimentos (p.e. Gallardo et al. 2001, Gaertner et al. 2001, Arribas et al. 2003). Algunos resultados parciales de las simulaciones realizadas con este modelo en el marco del proyecto PRUDENCE se presentan en Sánchez et al. (2004).
- El Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) de Italia utilizó el modelo RegCM. Fue desarrollado originalmente por Giorgi et al. (1993a,b) y sus sucesivas actualizaciones y mejoras se describen en Giorgi et al. (1999) y Pal et al. (2000). Algunos resultados de simulaciones de clima actual y de escenarios de cambio climático con este modelo se presentan en Giorgi et al. (2004a,b).
- El Real Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) utilizó el modelo RACMO2 (Lenderink et al, 2003), que combina la dinámica y la parametrización de procesos superficiales del modelo de predicción meteorológica HIRLAM con las demás parametrizaciones físicas de la versión del modelo ECMWF usado en el Reanálisis ERA40 del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio. Además se ha reformado algunos aspectos del esquema superficial para incrementar la reserva de agua en el suelo e incrementar la sensibilidad de la evapo-traspiración en condiciones de sequía.

En la Tabla 2.1 se presenta un resumen de las configuraciones de la malla y del esquema de relajación en los contornos laterales usados en cada uno de estos modelos así como

simulaciones en dos escenarios futuros de emisiones: SRES-B2 y SRES-A2 realizadas por cada modelo regional, identificado por el centro o instituto donde se ha desarrollado.

Centro	Modelo	Simulaciones anidamientos modelo global	Resolución horizontal y n° de celdillas (nx x ny)	N° de puntos y esquema de relajación	Niveles verticales
DMI	HIRHAM	CTL/A2/B2 HadAM3H/ECHAM4	0.44° (50 km) 110 x 104	8 Davies 1976	19
ETH	CHRM	CTL/A2 HadAM3H	0.5° (55 km) 81 x 91	8 Davies 1976	20
GKSS	CLM	CTL/A2 HadAM3H	0.5° (55 km) 101 x 107	10 Davies 1976	20
HC	HadRM	CTL/A2 HadAM3H	0.44° (50 km) 106 x 111	8 Davies 1976	19
ICTP	RegCM	CTL/A2/B2 HadAM3H	50 km Lambert 119 x 98	11 Giorgi et al., 1993	16
KNMI	RACMO	CTL/A2 HadAM3H	0.44° (50 km) 94 x 80	10 Davies 1976	31
MPI	REMO	CTL/A2 HadAM3H	0.5° (55 km) 97 x 109	8 Davies 1976	19
SMHI	RCAO	CTL/A2 HadAM3H/ ECHAM4	0.44° (50 km) 90 x 86	8 Davies 1976	24
UCM	PROMES	CTL/A2/B2 HadAM3H	50 km Lambert 112 x 96	8 (16 u,v) Davies 1976	28

Tabla 2.1. Relación de centros y modelos regionales en el proyecto PRUDENCE utilizados en la Tesis, con las configuraciones de la malla (resolución horizontal y vertical y número de celdillas del dominio de cada modelo) y las condiciones de contorno laterales usadas por cada modelo con el número de puntos en la zona de relajación. Simulaciones realizadas por cada modelo regional, escenarios, identificado por el centro o instituto donde se ha desarrollado.

Modelo global (GCM)

Para proporcionar las condiciones de contorno lateral y las temperaturas superficiales oceánicas (SST) a los modelos de área limitada (RCM) se usaron los datos de salida de la simulaciones de clima pasado reciente (1961-1990) y de escenarios SRES-B2 y SRES-A2 realizadas por el modelo HadAM3H (Hudson and Jones, 2000a). Se trata de un modelo global atmosférico desarrollado por el Centro Hadley que usa la misma física que el RCM de dicho centro (HadRM3H). La malla de este modelo consta de 145 celdillas en sentido latitudinal y 192 en sentido longitudinal. Eso supone que la resolución horizontal es de aproximadamente 140 km en latitudes medias. A este modelo atmosférico global se le proporcionaron los valores de temperatura oceánica superficial (SST) simulados por el modelo global acoplado HadCM3 en los periodos temporales y escenarios de emisiones considerados.

2.1.2 Descripción de las simulaciones climáticas realizadas en PRUDENCE

Con los RCM se realizaron simulaciones climáticas correspondientes a dos periodos de 30 años. El llamado *experimento de CONTROL* o de *clima pasado reciente* abarca el periodo de 1960 a 1990 y los *experimentos de escenario* o de *clima futuro* comprenden el periodo de 2070 a 2100. El primero (1960-1990) considerando la evolución observada del contenido global de CO₂ y de aerosoles sulfato (SUL) y el segundo (2070-2100) con las evoluciones correspondientes a los escenarios de emisiones SRES-A2 y SRES-B2 que se muestran en la Tabla 2.2.

Escenario	Sustancia	Años			
		2070	2080	2090	2100
SRES-A2	CO ₂ (ppm)	635	698	771	856
	SUL (TgS)	0.56	0.49	0.47	0.45
SRES-B2	CO ₂ (ppm)	531	559	589	621
	SUL (TgS)	0.38	0.38	0.37	0.36

Tabla 2.2. Concentraciones globales medias de CO₂ (en ppm de C) y de aerosol sulfato SO₄= (en Tg de S). Fuente IPCC (2001).

Todos los RCM utilizaron los valores de contorno, de SST y de cubierta de hielo marino actualizados cada 6 horas que fueron suministrados por el modelo global al que se anidaron (HadAM3). Ahora bien, los valores de SST y cubierta de hielo marino utilizados en el periodo de CONTROL (1960-90) por el modelo global HadAM3, y consecuentemente por los RCM anidados, se tomaron de la base de datos HadISST (Rayner et al., 2003) construida a partir de observaciones, mientras que los del periodo de escenario futuro (2070-2100) corresponden a simulaciones climáticas del modelo global acoplado HadCM3. No obstante, en el caso de modelo RCA-O del SMHI, los valores de SST y hielo en la región del Mar Báltico son los simulados por este RCM con acoplamiento atmósfera-océano.

En la figura 2.2 se muestra un esquema que resume las principales características de todas las simulaciones.



Figura 2.2. Esquema de las simulaciones realizadas en el proyecto PRUDENCE

En resumen, todos los RCM han realizado las simulaciones de clima pasado reciente (1960-90) y de clima futuro (2070-2100) con el escenario de emisiones A2 utilizando las condiciones iniciales y de contorno proporcionadas por el modelo global atmosférico HadAM3. Además, cuatro de los nueve RCM realizaron también simulaciones con el escenario de emisiones B2 anidados en el modelo HadAM3. Finalmente, hay que advertir que los resultados climáticos que aquí se presentan corresponden a periodos de 30 años: 1961-1990 (clima pasado reciente) y 2071-2100 (clima futuro), desechándose los valores simulados por todos los modelos regionales para los años 1960 y 2070 pues se consideran esos años iniciales como el periodo de “spin-off” en que cada modelo se acomoda a los datos atmosféricos iniciales proporcionados por el modelo global.

Los nueve modelos climáticos regionales se identificarán por las siglas del centro donde cada uno se ha desarrollado, en vez de por sus propios nombres. La correspondencia entre el nombre de cada modelo y centro se mostró en la tabla 2.1.

Por tanto se dispone de los resultados de un total de 22 simulaciones de clima pasado reciente y futuro, realizadas por nueve modelos con resolución horizontal de aproximadamente 50 km y cubriendo un dominio geográfico que abarca la mayor parte de Europa. En la figura 2.3 se muestran los dominios donde se aplicaron los nueve RCM en el proyecto PRUDENCE.

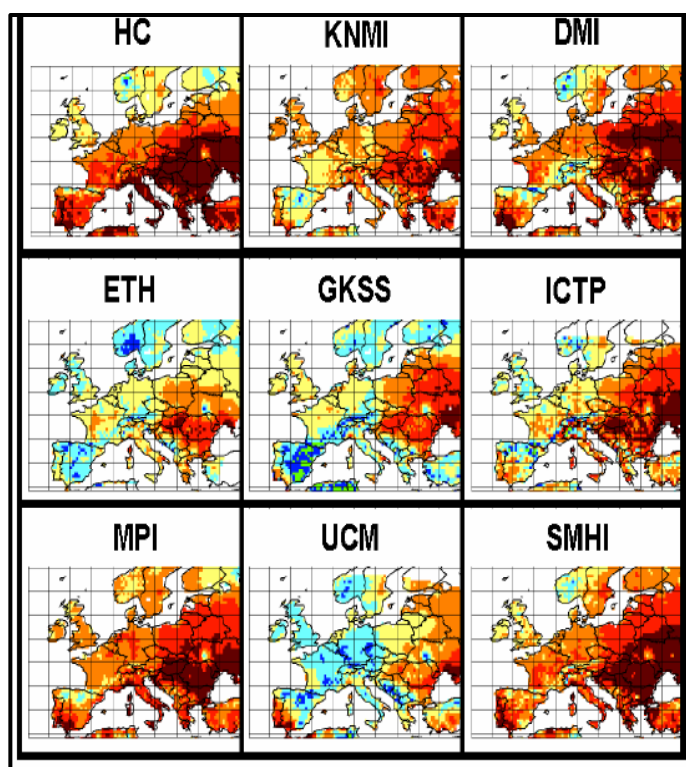


Figura 2.3. Dominios usados por los RCM participantes en PRUDENCE. El recuadro interior indica el dominio efectivo del modelo, excluida la zona de relajación en los contornos laterales.

En la base de datos del proyecto PRUDENCE se almacenan los resultados de todas las simulaciones que incluyen las variables mostradas en la Tabla 2.3, y en la Tabla 2.4 se indican las variables con datos disponibles de cada RCM y anidamiento.

Temperatura media diaria a 2m (K): t2m	Precipitación (mm/día): precip
Temperatura máxima diaria a 2m (K): t2max	Presión superficial (hPa): Psurf
Temperatura mínima diaria a 2m (K): t2min	Presión reducida al nivel del mar (hPa): MSLP
Temperatura del punto de rocío a 2m (K): td2m	Humedad relativa a 2m (%): rh2m
Fracción de nubosidad (%): clcov	Humedad del suelo(mm): soilw
Evapotranspiración (mm/día): evap	Humedad específica a 2m (kg/kg): q2m
Velocidad del viento a 10m (m/s): w10m	Nieve (mm): snow
Viento horario máximo (m/s): w10max	Escorrentía total (mm/día): runoff
Radiación solar neta (W/m^2): SWnet	Radiación solar incidente (W/m^2): SWdown
Radiación infrarroja neta (W/m^2): LWnet	Radiación infrarroja incidente (W/m^2): LWdown

Tabla 2.3 Variables de salida de los modelos en la base de datos del proyecto PRUDENCE y las siglas con que se identifica a cada una.

Variables	DMI	ETH	GKSS	HC	ICTP	KNMI	MPI	SMHI	UCM
t2m	x	x	x	x	x	x	x	x	x
t2max	x	x	x	x	x	x	x	x	x
t2min	x	x	x	x	x	x	x	x	x
q2m	-	-	-	-	x	x	-	-	x
td2m	x	x	x	-	-	-	x	x	-
rh2m	-	-	-	x	-	-	-	-	-
precip	x	x	x	x	x	x	x	x	x
clcov	x	x	x	x	x	x	x	x	x
evap	x	x	x	x	x	x	x	x	x
snow	x	x	x	-	x	x	x	x	x
runoff	x	x	x	-	x	x	x	x	x
soilw	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Psurf	x	-	x	x	x	x	x	x	x
MSLP	x	x	x	x	x	x	x	x	x
w10m	x	x	x	x	-	x	x	x	x
w10max	x	x	x	x	-	x	x	x	x
SWnet	x	x	x	x	x	x	x	x	x
SWdown	x	x	x	x	x	x	x	x	x
LWnet	x	x	x	x	x	x	x	x	x
LWdown	x	x	x	-	x	x	x	x	x

Tabla 2.4 Relación de variables de salida de los diferentes RCM de PRUDENCE. En los modelos de DMI y SMHI se diferencia el anidamiento en HadAM3 y ECHAM4 (H/E).

2.1.3 Datos de observación para evaluar las simulaciones de clima pasado reciente

La valoración del grado de ajuste con la realidad de los modelos regionales considerados se realiza comparando los resultados de la simulación de clima “pasado reciente” (periodo 1961-1990) con los valores climatológicos derivados de observaciones en el mismo periodo.

En el presente trabajo se utilizarán los datos suministrados por European Climate Assessment (ECA). Se trata de una base de datos (Tank et al.2002) deducidos de observaciones meteorológicas diarias en Europa y Oriente Medio (Región VI de la Organización Meteorológica Mundial). El proyecto ECA lo inició en 1998 la European Climate Support Network (ECSN) coordinado por el Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) que fue inicialmente financiado por la Red Europea de Servicios Meteorológicos (EUMETNET), pero actualmente lo hace el KNMI.

El objetivo de ECA es registrar y analizar el clima de las últimas décadas, con atención especial a los extremos climáticos. Los datos son de uso público y pueden ser descargados libremente por internet. Esta base de datos se compone de 41400 series de

observaciones diarias SYNOP correspondientes de 10350 estaciones de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos de Europa y la región del Mediterráneo (61 países en total), que han pasado un control de calidad. Esta base de datos se conoce por las siglas ECA&D. En la Tabla. 2.5 se muestran las variables que contiene la base de datos mencionada.

Variables	ECA&D
Temperatura máxima	X
Temperatura mínima	X
Temperatura media	X
Horas de sol	X
Espesor de la nieve	X
Precipitación total	X
Presión a nivel del mar	X
Humedad	X
Racha máxima de viento	X
Velocidad del viento	X
Dirección del viento	X
Cubierta de nubes	X

Tabla 2.5 Variables climatológicas que contiene la base de datos ECA&D

Para la evaluación de los resultados de las simulaciones de clima pasado reciente realizadas con los RCM considerados en este trabajo se han utilizado los datos diarios de temperatura máxima y mínima y de precipitación de la base de datos ECA&D correspondientes al periodo 1961-1990.

2.2 Tratamiento de los datos. Índices de extremos.

Para el estudio y tratamiento de los datos se va a utilizar como herramienta estadística principal la Teoría Clásica de los Valores Extremos, GEV (General Extreme Value).

Un buen punto de partida de esta teoría es el trabajo de Katz (2010), donde se relacionan todas las estadísticas utilizadas por los diferentes autores: los tres parámetros de GEV (el de localización, el de escala y el de forma), el de bloque de máxima verosimilitud, distribuciones de Poisson, de Pareto, estadística de extReme package .R, cambios en la desviación estándar o en la media, etc, etc, acabando el artículo diciendo **‘...satisfactoriamente detectados los desafíos y obstáculos requerirán una aprobación interdisciplinar, llamando al incremento de la colaboración entre científicos del clima y de la estadística.’**

2.2.1 Distribución Generalizada de Valores Extremos

La distribución generalizada de valores extremos GEV (*Generalized Extreme Value Distribution*) está siendo usada en meteorología e hidrología desde hace mucho tiempo para describir valores extremos. Los textos de Coles (2001) y de Von Storch-Zwiers (1999) son referencias básicas a este respecto.

Haciendo un poco de historia, el primer teorema del valor extremo fue enunciado en 1928 por Fisher y Tippet y explicó el resultado asintótico de los valores extremos explicando que el máximo de una muestra de variables aleatorias idénticamente probables después de una normalización adecuada, converge a una de las tres posibles distribuciones: Gumbel, Fréchet o Weibull. Gnedenko, en 1948, completa el trabajo Fisher y Tippet caracterizando la distribución obtenida. La Teoría de los Valores Extremos fue desarrollada para valores máximos y después adaptada para aplicarla a valores mínimos.

A continuación, siguiendo a Coles (2001), se incluye una breve descripción para explicar los tres parámetros base fundamental de la distribución GEV.

Sea $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ un conjunto de n variables aleatorias independientes e idénticamente distribuidas y sea $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$. Por ejemplo si X_i son las medidas de la temperatura media diaria y n es el número de observaciones en un año, entonces, M_n correspondería al máximo anual de temperaturas medias.

Si suponemos que la distribución de estos valores viene dada por una función de distribución $F(z)$, desconocida, entonces la probabilidad de que el máximo sea inferior o igual a z es:

$$\Pr\{M_n \leq z\} = \Pr\{X_1 \leq z, \dots, X_n \leq z\} = \Pr\{X_1 \leq z\} \cdot \Pr\{X_2 \leq z\} \cdot \dots \cdot \Pr\{X_n \leq z\} = (F(z))^n$$

donde se ha supuesto que las variables aleatorias son independientes.

Como $F(z)$ no se conoce pero sí se estima, el error cometido al estimar $F(z)$ hace que $(F(z))^n$ genere errores grandes. Por tanto se estima directamente $(F(z))^n$ y se deriva su comportamiento para valores de n grandes, es decir cuando $n \rightarrow \infty$. Debido a esto, y para que M_n no degenera en el límite, es necesario renormalizar M_n con $M_n^* = \frac{M_n - b_n}{a_n}$.

El **Teorema de los valores extremos** dice que si existen dos sucesiones $\{a_n\}$ y $\{b_n\}$, con $a_n > 0$ para todo n , tal que $\Pr\left\{\frac{M_n - b_n}{a_n} \leq z\right\}$ converge a $G(z)$ cuando $n \rightarrow \infty$ (o lo que es lo

mismo $\lim_{n \rightarrow \infty} F^n(a_n z + b_n) = G(z)$, entonces $G(z)$ es una función de distribución no degenerada que pertenece a alguna de las **tres familias de distribuciones de valores extremos**:

I: Función de distribución de Gumbel

$$G(z) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{z-b}{a}\right)\right), \quad \text{si } -\infty < z < \infty$$

II: Función de distribución de Fréchet

$$G(z) = \begin{cases} 0, & \text{si } z \leq b \\ \exp\left(-\left(\frac{z-b}{a}\right)^{-\alpha}\right), & \text{si } z > b \end{cases}$$

III: Función de distribución de Weibull

$$G(z) = \begin{cases} \exp\left(-\left(\frac{z-b}{a}\right)^\alpha\right), & \text{si } z < b \\ 1, & \text{si } z \geq b \end{cases}$$

Siendo a , b y α parámetros, con $a > 0$ y $\alpha > 0$. A estos parámetros se les conocen como parámetro de escala, a , de localización, b , y de forma, α (solo en el caso de las familias II de Fréchet y III de Weibull).

Este teorema implica que si M_n puede ser estabilizada con las sucesiones a_n y b_n , la normalizada $M_n^* = \frac{M_n - b_n}{a_n}$, será uno de estos tres tipos de funciones de distribución de valores extremos.

La interpretación del teorema es la siguiente: Cuando se pueden encontrar sendas sucesiones que verifiquen lo anterior, entonces la distribución asintótica de la variable transformada es de alguno de los tres tipos anteriores. A su vez, se deduce que la distribución solo puede ser una de esas tres. Sin duda, este teorema está considerado como el más importante, dentro de la teoría de valores extremos; y es el análogo para valores extremos del Teorema Central del Límite.

Todas las distribuciones anteriores se pueden condensar en una sola, que es la **distribución de Valores Extremos Generalizada (GEV)**, cuya función de distribución es la siguiente:

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\} \quad (2.1)$$

definido sobre el conjunto $\{z \in \mathbb{R} : 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, donde ahora $-\infty < \mu < \infty, -\infty < \xi < \infty$ y $\sigma > 0$, siendo μ el parámetro de localización, σ el de escala y ξ el de forma, que determina el comportamiento de las “colas” de la distribución.

Dependiendo del valor del parámetro de forma, la distribución corresponderá a una de las tres familias anteriores: Al tipo III (Weibull) si $\xi < 0$, al tipo II (Fréchet) si $\xi > 0$ y al tipo I (Gumbel) si $\xi = 0$ (entendiéndose como límite cuando $\xi \rightarrow 0$).

La **función de densidad de esta distribución de probabilidad**, derivando (2.1), es:

$$g(z) = \frac{1}{\sigma} \left(1 + \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}-1} \right) \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\} \quad (2.2)$$

definido sobre el conjunto $\{z \in \mathbb{R} : 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, con $-\infty < \mu < \infty, -\infty < \xi < \infty$ y $\sigma > 0$.

En la figura 2.4 se muestran ejemplos de las **funciones de densidad de probabilidad de GEV** de las tres familias obtenidas variando el valor del parámetro de forma ξ , y dejando fijos el de localización $\mu = 30$ y el de escala $\sigma = 1$.

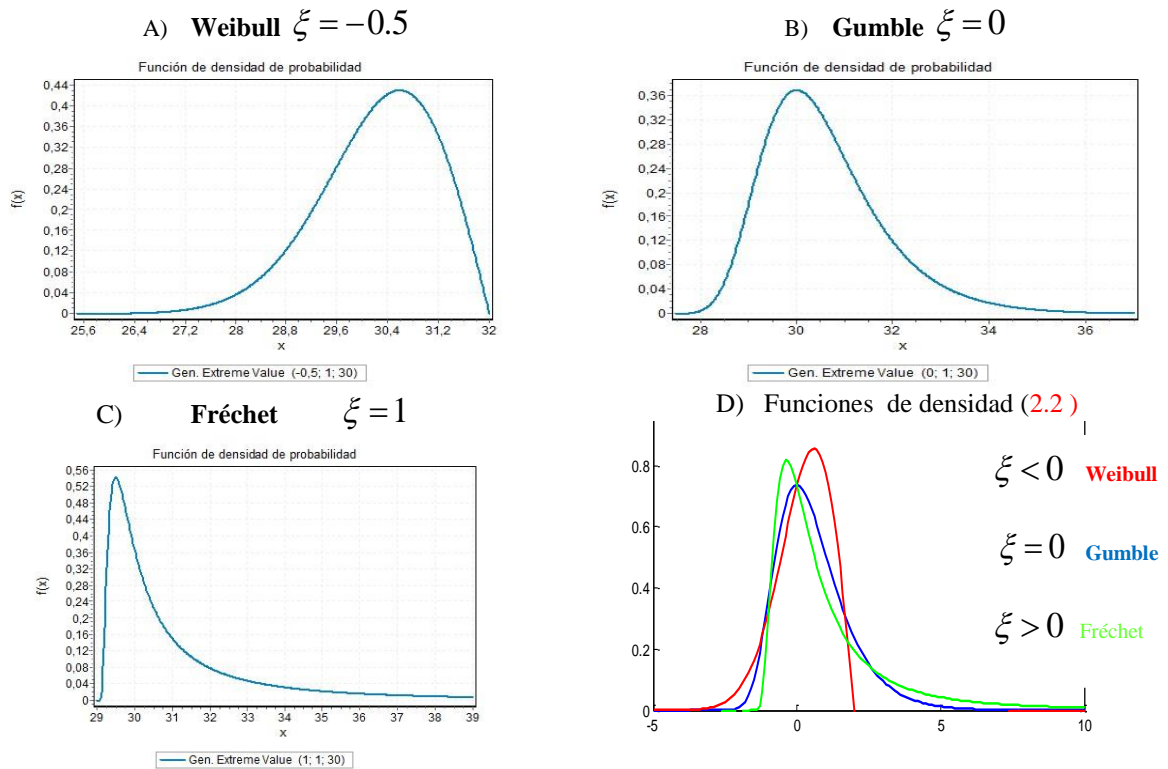


Figura 2.4 Funciones de densidad de probabilidad dejando fijos el parámetro de localización $\mu = 30$ y el de escala $\sigma = 1$. (A): $\xi = -0.5$ (Weibull). (B): $\xi = 0$ (Gumble). (C): $\xi = +1$ (Fréchet). (D): Las tres familias juntas

A lo largo del trabajo se buscará si dada una muestra $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$, extraída de alguna de las variables de estudio, sigue ésta una distribución GEV concreta.

Así, para cada muestra se realizará un ajuste para obtener los valores del parámetro de localización, escala y forma que identifican una distribución GEV concreta a la muestra del trabajo.

Sin embargo, en muchas ocasiones, el ajuste obtenido devuelve valores del parámetro de forma que no son realistas en el campo del trabajo. Así por ejemplo Frei et al (2006) argumentan que el rango de este parámetro es $-0.5 \leq \xi \leq 0.5$ mientras que Coles (2001) lo amplía a valores de hasta -1. En el presente trabajo, manteniendo la simetría del rango se mantendrá como valores comprendidos entre -1 y +1, de tal manera que se descartarán aquellos ajustes que den valores de ξ fuera de este rango (figura 2.5)

Además, como se verá a continuación, en varias ocasiones la muestra de trabajo no sigue una distribución GEV a pesar de que ξ pertenezca al intervalo $[-1, 1]$. Para analizarlo se utilizará el test de Kolmogorov-Smirnov que se describe más adelante.

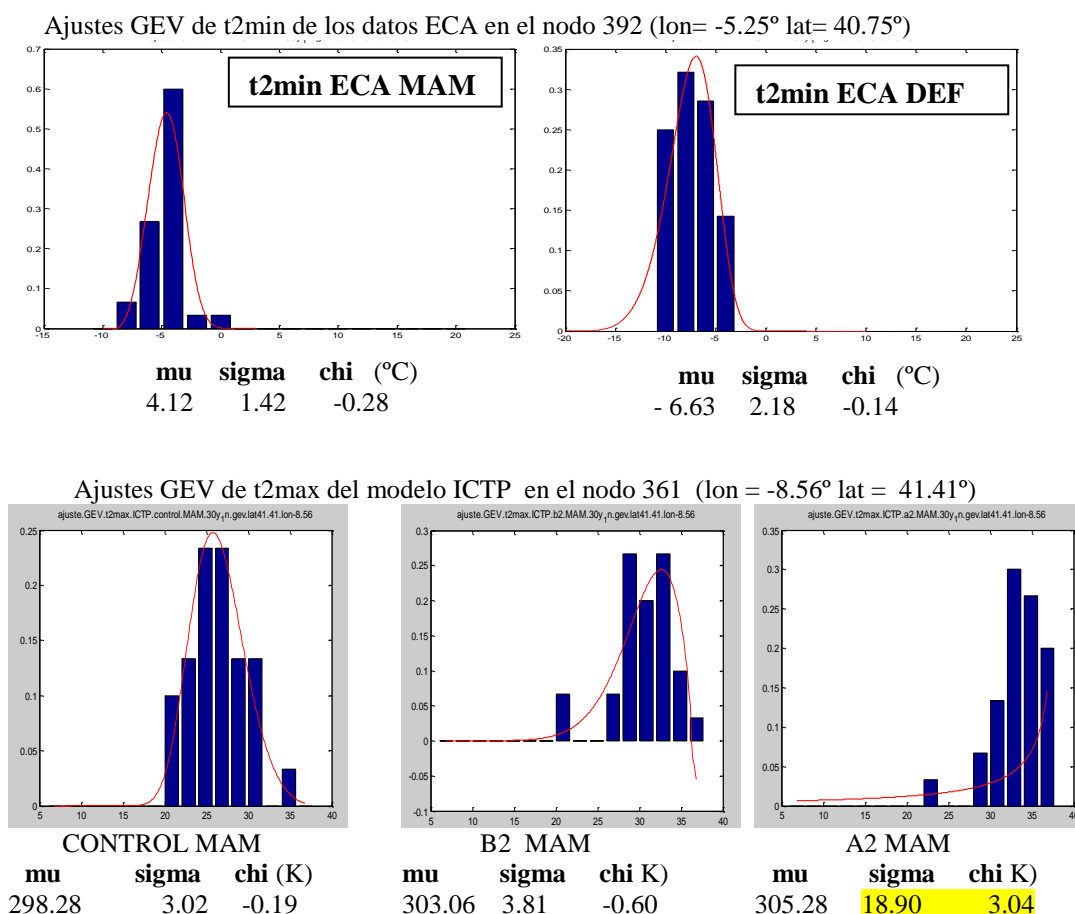


Figura 2.5 Arriba: Distribuciones GEV de los valores diarios de t2min en 1961-1990 en el nodo 392 (40.75N;5.25W) de la base de datos ECA&D en primavera (MAM) e invierno (DEF). Abajo: Distribuciones GEV de los valores diarios de t2max en primavera (MAM) simulados por el modelo ICTP en el nodo 392 (41.41N;8.56W) en el experimento de clima pasado reciente (CONTROL) y los escenarios B2 y A2. Debajo de cada diagrama los valores de los parámetros GEV.

En la figura 2.5 se pueden ver tres ejemplos de funciones de densidad que se intentan ajustar a una distribución GEV: las temperaturas máximas y mínimas diarias observadas en una celdilla determinada de la base de datos ECA&D, cuyo buen ajuste se puede comprobar, y las temperaturas máximas diarias en una celdilla del modelo ICTP (8.56°W; 41.41°N) en primavera (MAM) derivadas de las simulaciones de CONTROL, B2 y A2. Los valores de los tres parámetros aparecen debajo de cada diagrama. Dos pdf muestran un ajuste aceptable a una distribución GEV, mientras que el tercero no se ajusta en absoluto ya que el valor de chi es inferior a -1.

Tratamiento de mínimos

Cuando el valor extremo es el mínimo, se trabaja con $\tilde{M}_n = \min\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ y se define

$Y_i = -X_i$ para $i=1,2,\dots,n$, de tal modo que, si definimos $M_n = \max\{Y_1, Y_2, \dots, Y_n\}$, entonces se verifica que $\tilde{M}_n = -M_n$ y por tanto:

$$\begin{aligned} Pr\{\tilde{M}_n \leq z\} &= Pr\{-M_n \leq z\} = Pr\{M_n \geq -z\} = 1 - Pr\{M_n \leq -z\} \\ &\approx 1 - \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{-z - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right\} = 1 - \exp\left\{-\left[1 - \xi\left(\frac{z - \tilde{\mu}}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right\} \end{aligned}$$

De esta manera tenemos que la función de distribución en este caso es:

$$\tilde{G}(z) = 1 - \exp\left\{-\left[1 - \xi\left(\frac{z - \tilde{\mu}}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right\}$$

definido sobre el conjunto $\{z \in \mathcal{R} : 1 - \xi(z - \tilde{\mu})/\sigma > 0\}$, con $-\infty < \tilde{\mu} < \infty$, $-\infty < \xi < \infty$, $\sigma > 0$ y $\tilde{\mu} = -\mu$.

En la práctica, lo que se hace es un ajuste GEV sobre $\{Y_1, Y_2, \dots, Y_n\}$ teniendo en cuenta que el parámetro de localización obtenido debe ser cambiado de signo.

Valores de retorno.

Al estudiar los valores de retorno de una variable aleatoria M_n concreta (pensemos por ejemplo que M_n es el máximo anual de la temperatura máxima en verano) se busca el valor z_p tal que, fijado p , $Pr\{M_n \leq z_p\} = 1 - p$ que, suponiendo que n es grande, es equivalente a que $G(z_p) = 1 - p$, siendo $G(z)$ la función de distribución (2.1). Así,

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - (-\log(1 - p))^{-\xi}\right], & si \quad \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log(-\log(1 - p)), & si \quad \xi = 0 \end{cases} \quad (2.3)$$

o equivalente, si $y_p = -\log(1 - p)$, entonces se tiene que

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - y_p^{-\xi}\right], & si \quad \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log y_p, & si \quad \xi = 0 \end{cases}$$

A z_p se le denomina **valor de retorno** asociado al **periodo de retorno** $1/p$, de manera que, con un razonable grado de acierto, se puede esperar que como media se supere el nivel z_p una vez cada $1/p$ años. Es decir, z_p superará el máximo anual en algún año particular con probabilidad p (por ejemplo, con probabilidad del 10%, el periodo de retorno es $1/p$, es decir, diez años, $T=1/p$).

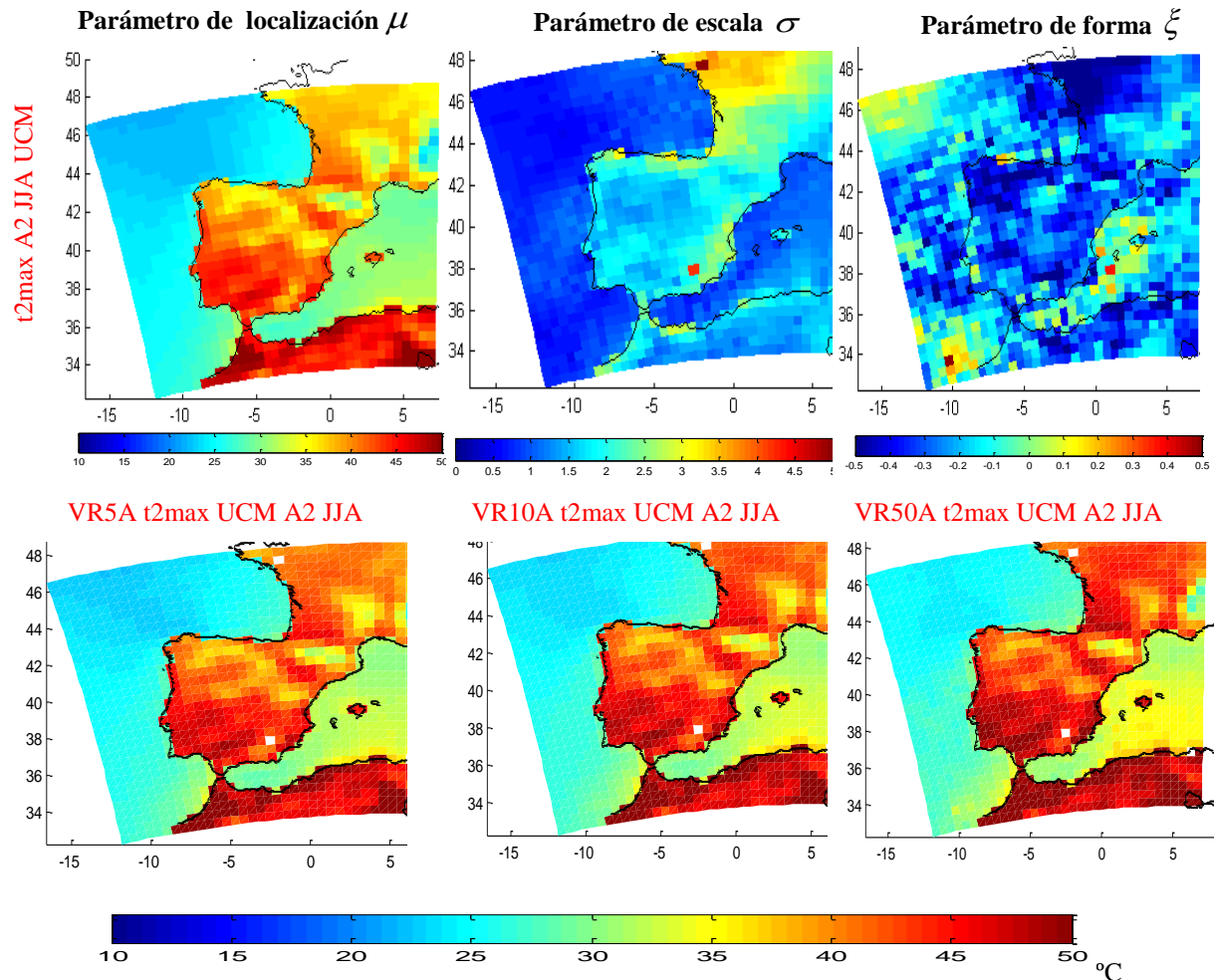


Figura 2.6 Fila superior: Parámetros GEV para **t_{2max} en verano** del modelo UCM en SRES A2. En la primera columna el parámetro de localización, en la segunda de escala y en la tercera, de forma, en °C. Fila inferior: Valores de retorno de cinco, diez y cincuenta años de t_{2max} UCM A2 en verano. Celdillas rechazadas en blanco.

En la figura 2.6 se presentan resultados de los parámetros GEV y de valores de retorno de cinco (VR5A), diez (VR10A) y cincuenta (VR50A) años derivados de las temperaturas máximas diarias en verano (JJA) simuladas por uno de los modelos regionales (UCM) en el experimento de escenario A2 (2071-2100). En ella se observa claramente que los valores de μ y σ presentan mayor coherencia espacial que los del parámetro de forma (ξ). Se ha comprobado que este diferente comportamiento se repite con mucha

frecuencia en los valores simulados por los modelos climáticos, lo que a veces dificulta la interpretación de sus resultados, como se verá en los capítulos 3 y 4. Además, como se aprecia también en la figura 2.6, en ocasiones el parámetro chi alcanza valores inferiores a -1, lo que imposibilita deducir cualquier valor de retorno (véase el color blanco en las celdillas donde se incumple dicha condición).

2.2.2 Test de Kolmogorov-Smirnov

El test Kolmogorov-Smirnov es una prueba estadística muy utilizada que sirve para evaluar la bondad de ajuste de una función teórica sobre un conjunto de datos experimentales (Von Storch-Zwiers, 1999). Permite tener elementos de juicio para aceptar o rechazar los datos obtenidos previamente. Para ello se fija un **nivel de significación de la prueba**, es decir el riesgo que se corre en rechazar una hipótesis propuesta como falsa y que en realidad sea cierta. La prueba estadística no es infalible pero el riesgo de fracaso es menor al aplicarla.

Si la distribución de los datos se ajusta a un tipo de distribución conocida existen otras pruebas que son más aconsejables, la estadística paramétrica, donde a medida que aumenta el tamaño de la muestra, la eficacia es mayor y disminuye la posibilidad de un falso negativo.

El test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) es una prueba no paramétrica que se utiliza, bien para comparar la bondad de ajuste entre una muestra y distribución de probabilidad concreta, o bien para comparar si dos muestras se ajustan a la misma distribución de probabilidad.

Tiene algunas limitaciones como que solo se aplica a distribuciones continuas, o que es más sensible cerca del centro de la distribución que en las colas. Si bien se han hecho refinamientos del test de Kolmogorov-Smirnov, para casos como este, se ha demostrado que la prueba K-S es la adecuada.

En el caso del presente trabajo, el interés se centra en saber si una muestra de tamaño n , $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$, procede de una variable aleatoria concreta con una distribución de probabilidad dada, que en este caso será una distribución GEV con los parámetros de localización, forma y escala previamente calculados, y que por tanto tendrá como función de distribución (2.1). Para ello se define la **función de distribución empírica** de $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ como

$$F_n(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I_{(-\infty, x]}(X_i), \quad (2.4)$$

donde, en general dado $A \subset \mathfrak{R}$, I_A es la **función característica o indicatriz de A**, es decir

$$I_A(x) = \begin{cases} 1, & \text{si } x \in A \\ 0, & \text{si } x \notin A \end{cases}$$

Si definimos la hipótesis nula H_0 (esto es, los datos proceden de la distribución GEV), queremos saber si $\Pr(\text{rechazar } H_0 \mid H_0 \text{ es cierta})$ es mayor o menor que un **nivel de significación α** fijado previamente.

Para ello se define el **estadístico**

$$D_n = \sup_{x \in \mathfrak{R}} |F_n(x) - G(x)|, \quad (2.5)$$

siendo $G(x)$ la función de distribución GEV (2.1) y por tanto D_n mide la discrepancia entre los valores empíricos y los teóricos (figura 2.7).

Así, fijado el nivel de significación del contraste α , el criterio de la toma de decisión entre las hipótesis es de la forma:

$$\text{si } D_n \leq D_\alpha \Rightarrow \text{aceptar } H_0,$$

$$\text{si } D_n > D_\alpha \Rightarrow \text{rechazar } H_0$$

donde D_α se elige de tal manera que

$$\Pr \{ \text{rechazar } H_0 \mid H_0 \text{ es cierta} \} = \Pr \{ D_n > D_\alpha \mid H_0 \text{ es cierta} \} = \alpha$$

En la práctica, la elección de D_α depende del tipo de distribución y es común la utilización de datos tabulados.

El test de Kolmogorov-Smirnov, tal como se ha descrito permite saber si los datos con los que se trabaja se ajustan a una distribución GEV. Sin embargo, esta distribución GEV depende de los parámetros de localización, escala y forma que a su vez se están ajustando a través de la muestra de trabajo. En este caso el valor crítico D_α no puede obtenerse a través de las tablas asociadas a cada una de las distribuciones conocidas y

deben utilizarse estimaciones consistentes de remuestreo como el **bootstrapping** (Von Storch-Zwiers, 1999).

La idea de **bootstrapping** consistiría en generar N remuestreos con el siguiente algoritmo:

Para cada $i = 1, 2, \dots, N$

1. Generar una muestra $\{Y_1, Y_2, \dots, Y_n\}$ de la población con función de distribución (2.4), F_n .
2. Evaluar la nueva función de distribución empírica de la muestra $\{Y_1, Y_2, \dots, Y_n\}$, $F_n^i(x)$, mediante (2.4) así como $D_n^i(x)$ mediante (2.5).

Es decir, se repite N veces el experimento para crear $\{F_n^1, F_n^2, F_n^3, \dots, F_n^N\}$ con (2.4) y $\{D_n^1, D_n^2, D_n^3, \dots, D_n^N\}$ con (2.5).

En el caso más general, el primer paso se suele calcular eligiendo una muestra aleatoria de tamaño n $\{U_1, U_2, \dots, U_n\}$ obtenida de una distribución uniforme en el intervalo (0,1) para después resolver $F_n(Y_j) = U_j$ para cada $j = 1, 2, \dots, n$. Este proceso es equivalente a realizar un remuestreo de $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ con reemplazamiento del mismo tamaño n de la muestra.

Si bien este es el procedimiento elegido en el presente trabajo (véase también Frei et al, 2006), también es posible utilizar una función de distribución conocida si se conoce una estimación de los parámetros de dicha distribución, en este caso la distribución GEV, con los parámetros calculados a través de la muestra de partida: *bootstrap* paramétrico (K.Goubanova y L.Li, 2007).

Es aconsejable repetir los pasos 1 y 2 un número elevado de veces, es decir, tomar N suficientemente grande. En el presente trabajo se ha comprobado que realizar 100 remuestreos de cada muestra genera resultados cualitativamente idénticos a los obtenidos con un número de remuestreo del orden de 1000.

Una vez calculados los estadísticos $\{D_n^i\}_{i=1}^N$ se elige D_α como el percentil 95 de dichos estadísticos (Gounbanova, K. and L. Li. , 2007)

Función de distribución acumulada empírica y teórica

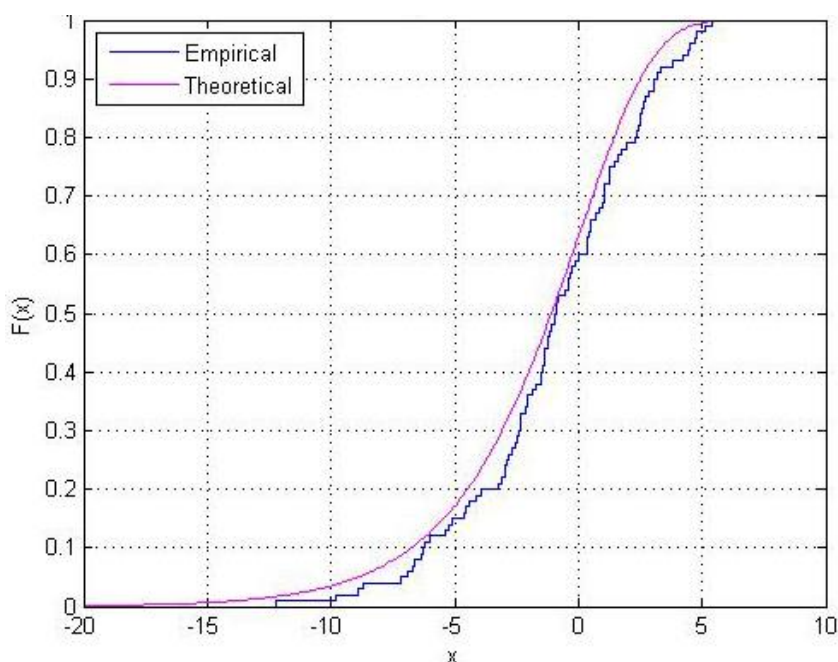


Figura 2.7 Gráfico que compara la función de distribución acumulada de una muestra de una distribución de valores extremos (en magenta) con un gráfico de la CDF de la distribución de muestreo (en azul). (Fuente MathWorks)

2.3 Regionalización en la Península Ibérica

A la hora de evaluar o comparar los resultados de modelos climáticos surge la dificultad de que generalmente las mallas que cada uno utiliza son diferentes y, a su vez, tampoco coinciden éstas con la de la base de datos analizados de observaciones que se use para su calibración. El método que suele seguirse para sortear esta dificultad consiste en interpolar los valores de todos los modelos a las celdillas de una malla común que suele ser la misma usada en el análisis de observaciones (en este caso ECA&D).

Pero la interpolación presenta inconvenientes pues distorsiona en cierta medida los valores que realmente simularía cada modelo si hubiera utilizado la malla común elegida, pues, entre otras razones, tanto la orografía del modelo como la distribución de tipos de superficie (p.e. mar-tierra) no serían iguales que en la simulación original. Un ejemplo ilustrativo de esto se muestra en la figura 2.8 donde, con uno de los RCM considerados, se comprueba que, según sea la malla en que se realice la interpolación de la orografía, la cordillera de los Pirineos presentaría un “hundimiento” artificial en su parte central, o los sistemas Ibérico y Penibético disminuirían su altura y tamaño.

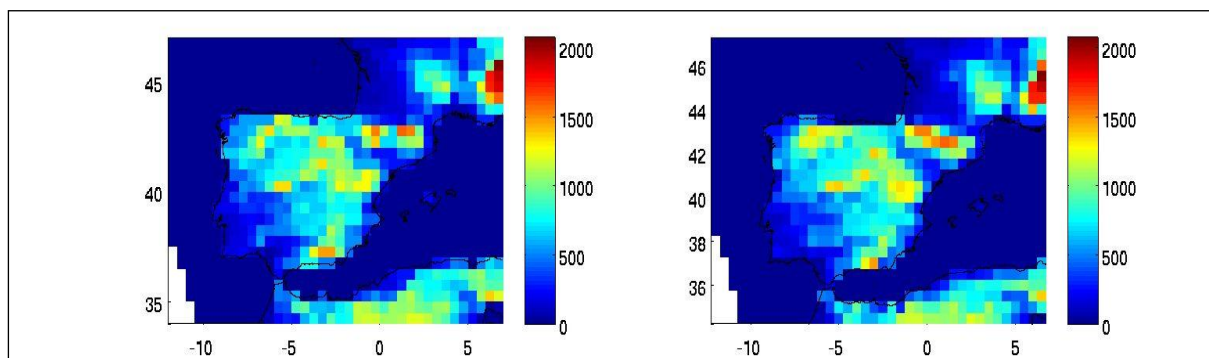


Figura 2.8. Altura topográfica (en metros) de las celdillas del modelo regional HadRM3 (HC) interpolada a una malla regular de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ lat-lon. Mapa izquierdo: Dominio con la esquina noroeste situada en $47^\circ\text{N}, 12^\circ\text{W}$. Mapa derecho: Dominio con la esquina del noroeste situada en $47.25^\circ\text{N}, 12.25^\circ\text{W}$.

Este inconveniente que presenta la interpolación a una malla común se magnifica en el caso de que se analicen valores climáticos extremos pues, entre otros efectos, induciría una indeseable suavización.

Por otra parte, hay que tener en cuenta que la propia naturaleza de los métodos numéricos que se aplican para resolver las ecuaciones primitivas de la atmósfera y la diversidad de parametrizaciones físicas usadas en los modelos no permiten analizar detalles de las simulaciones que tengan un tamaño igual o inferior a más del doble de la propia resolución del modelo. Es decir, en un modelo con celdillas de $50 \times 50 \text{ km}^2$, los detalles que podrían analizarse o compararse con observaciones o simulaciones de otros modelos deberían ser de un tamaño superior a $100 \times 100 \text{ km}^2$, al menos.

Por estas razones, para comparar cuantitativamente los resultados de las simulaciones con todos los RCM y los de cada uno de ellos con las observaciones (ECA&D), se ha considerado más conveniente calcular los extremos climáticos en diversas subregiones de la Península Ibérica con tamaños que superen claramente un tamaño de $100 \times 100 \text{ km}^2$, como se mencionado antes. Para ello se ha dividido la Península en las siete subregiones consideradas en el trabajo de Sánchez et al. (2009) que se describen en el Capítulo 5.

2.4 Proceso de los cálculos realizados en el trabajo

Como se ha mencionado antes, en el presente trabajo se analizarán extremos climáticos en clima pasado reciente y futuro, para lo que utilizan los valores diarios de temperatura máxima en superficie (**t2max**), temperatura mínima en superficie (**t2min**) y precipitación (**precip**) en la Península Ibérica y Baleares proporcionados en sus respectivas celdillas por

los nueve RCM europeos en las simulaciones de clima pasado reciente o CONTROL (1961-1990) y de escenarios de cambio climático (2071-2100) SRES-A2 y SRES-B2 (sólo cuatro RCM). Por tanto, en cada uno de estos periodos de 30 años se dispone de 2700 datos diarios de las tres variables por cada estación del año, excepto en la estación de invierno (DEF) en que se utilizan 2520 datos diarios ya que sólo pueden considerarse 28 años en cada periodo.

Para evaluar los modelos se utilizarán los valores diarios de t2max, t2min y precip en la Península Ibérica y Baleares analizados por ECA (European Climate Assessment) en una malla regular de 0.5ºx0.5º (lat-lon) a partir de observaciones registradas en el periodo 1961-1990. En este caso, por tanto, en el periodo de clima pasado reciente (1961-1990) para cada estación del año se dispone de un total de 2760 valores diarios, excepto en invierno (DEF) donde solo se utilizan 2520 días.

En la figura 2.10 se muestra un esquema del trabajo especificando a la derecha los RCMs utilizados en la tesis con los escenarios de cada uno.

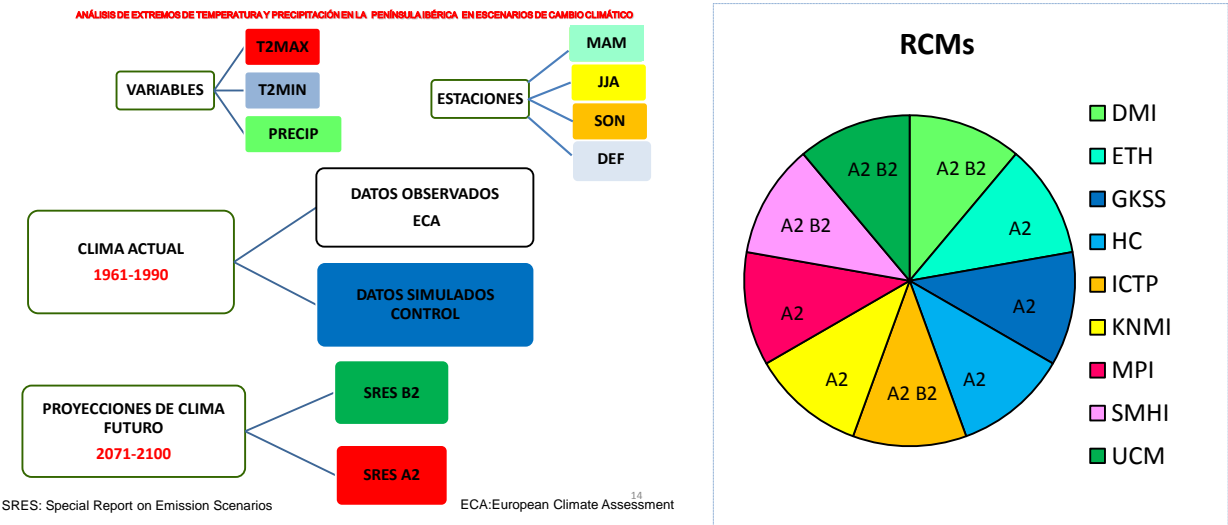


Figura 2.10 Esquema del trabajo

Modelos climáticos regionales y escenarios

La estructura del trabajo con cada modelo, respetando su respectiva malla, es la siguiente:

En primer lugar con cada modelo se obtienen los promedios estacionales de las tres variables diarias y su desviación estándar temporal correspondientes a los dos periodos considerados (1961-90 y 2071-00). Para comprobar la fiabilidad de las diferencias entre los promedios de los escenarios SRES A2 y B2 y de los valores simulados de clima pasado reciente (CONTROL) se aplica el test de Student.

En precipitación, además de los promedios estacionales, se calculan la intensidad y la frecuencia relativa de días con precipitación igual o superior a 1mm (días lluviosos), rechazando los días con precipitación inferior, pero teniendo en cuenta todos para calcular la frecuencia relativa.

El tratamiento de los valores extremos se realizará:

- a) Mediante los percentiles Q95, Q90 de valores más altos de precipitación y temperatura máxima así como los valores más bajos de temperatura máxima con el percentil Q10. Para temperatura mínima los percentiles Q5 y Q10 de temperaturas mínimas más bajas y el Q90 de temperaturas mínimas más altas. Y también los percentiles Q90 y Q95 de “días lluviosos” en cada celdilla, correspondientes a las cuatro estaciones de los treinta años (invierno solo 28 años), a cada modelo y cada escenario.
- b) Y con los valores de retorno (VR) de cinco, diez y cincuenta años obtenidos del ajuste GEV seleccionando uno, tres o cinco valores más extremos en cada año, estación, celdilla, modelo y escenario, aplicando en cada caso el test de Kolmogorov-Smirnov.

Para calcular los valores de retorno en cada escenario:

1º.- Se obtienen los datos diarios por estaciones para **cada celdilla**, los 90 primeros datos de estación del primer año, a continuación los 90 segundos datos de la estación del 2º año, etc así los años de estudio

2º.- Se ordenan los datos de cada celdilla de cada estación de menor a mayor, se seleccionan los n ($= 1, 3$ ó 5) últimos, es decir los n mayores en cada año. Así por ejemplo si $n = 1$ habrá treinta datos por cada celdilla. A los valores de ECA se aplica un el mismo programa pero cambiando el tamaño de las poblaciones ya que considera años naturales.

3º.- Con estos datos de los valores extremos se crea un fichero donde empezará a aplicarse la estadística de extremos GEV.

Se obtienen los parámetros: μ parámetro de localización, σ de escala y ξ de forma utilizando el software .R (Katz, 2002) y sus correspondientes errores.

4º.- Se calcula la función de distribución GEV (2.1) y los valores de retorno (2.3).

5º.- Se rechazan las celdillas en que el valor de chi (parámetro de forma) no esté comprendido entre -1 y +1 y/o no superen el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov.

6º.- Finalmente, todos los valores obtenidos se representan en mapas, así como las diferencias entre CONTROL y escenarios.

En los siguientes tres capítulos se presenta el análisis de los resultados obtenidos. Primero la evaluación de las simulaciones de clima pasado reciente (CONTROL) con los valores observados de ECA (Capítulo 3), después los resultados de cambio climático entre los escenarios SRES A2 y B2 y las simulaciones de CONTROL (Capítulo 4), y por último el análisis de evaluación y de cambio climático en cada una de las subregiones peninsulares consideradas (Capítulo 5).

3 EVALUACIÓN DE RESULTADOS DE CLIMA PASADO RECIENTE

En este capítulo se van a evaluar los resultados de las simulaciones de clima pasado reciente (1961-1990), correspondientes al llamado experimento CONTROL, realizadas por los nueve modelos regionales europeos, mediante su comparación con los análisis de las observaciones suministrados por **ECA** en el mismo periodo.

Los datos son diarios y el estudio se realiza para cada estación. Primavera: marzo, abril y mayo (MAM); verano: junio, julio y agosto (JJA); otoño: septiembre, octubre y noviembre (SON); invierno: diciembre, enero y febrero (DEF).

También hay que advertir que los datos de ECA corresponden a años naturales con 365 días (366 días los bisiestos), mientras que los modelos simulan siempre años de 360 días. Por tanto, en cada estación los modelos proporcionan 2700 valores diarios de cada variable de salida, menos en invierno (DEF) en que, como solo se pueden analizar 28 años con inviernos completos, se han considerado 2520 valores.

En este estudio de evaluación se analizan, por este orden, las temperaturas máximas diarias, las mínimas diarias y las precipitaciones acumuladas diarias. Además de los valores medios estacionales de tales temperaturas, se comparan también los percentiles 95, 90, 10 y 5, y los valores de retorno de 5, 10 y 50 años. En el caso de la precipitación se consideran los anteriores valores y también la frecuencia de “días lluviosos”, que se definen como aquellos con precipitación acumulada diaria superior o igual a 1mm

Los valores de retorno se obtienen tras ordenar de menor a mayor (o viceversa) todos los datos, en cada celdilla, de cada estación del año y de cada modelo y escenario, y sometiendo estos datos a un filtrado por el que se descartan los valores de **ξ (parámetro de forma)** que no estén comprendidos entre -1 y 1 y además, aplicando el test de Kolmogorov-Smirnov se rechazan las celdillas en que los valores no se adapten a la distribución de extremos GEV (ver explicación en Capítulo 2.3). Los valores de retorno se pueden calcular eligiendo el valor diario más extremo de cada año y estación o los más extremos de un conjunto de días. En el presente estudio se han considerado conjuntos de tres y cinco días, además de los extremos de días individuales, en cada año y estación.

Aunque en la Península Ibérica y Baleares la precipitación en verano es escasa y la intensidad y frecuencia de precipitación para ‘días lluviosos’ a veces es nula, en el estudio de extremos de precipitación se ha dedicado un espacio también al verano ya que tiene

interés la distribución de ciertas concentraciones de precipitación en la costa mediterránea que se simulan tanto en clima actual como en escenarios climáticos futuros. (p.e. Gaertner et al., 2007).

3.1 Temperaturas máximas diarias en superficie (t2max)

3.1.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En este sub-apartado se comparan los valores estacionales medios de temperatura diaria máxima en superficie (t2max) proporcionados por ECA con los simulados por cada RCM en el experimento de CONTROL (1961-1990) en la Península y Baleares.

En la figura.3.1 se observa que, aunque los modelos reproducen aceptablemente la distribución de las t2max en primavera (MAM), en algunos se exacerban los contrastes entre el norte y el sur peninsular (DMI, HC, MPI, ETH) y en otros se observa un sesgo negativo en toda la península (UCM). El modelo SMHI es el que mejor reproduce los valores de ECA.

Según se aprecia en la figura 3.2, en verano (JJA) la mayor parte de los modelos presenta un sesgo positivo en la mitad meridional de la península (DMI, ETH, HC, ICTP, MPI, SMHI) mientras que UCM sigue mostrando un sesgo negativo casi generalizado. En esta estación el modelo que mejor simula los valores estivales de t2max es KNMI.

En otoño (SON), el comportamiento de los modelos sigue una pauta muy similar, como se muestra en la figura 3.3. De manera que en la mitad norte todos presentan un pequeño sesgo negativo, lo que parece provenir del modelo global donde se han anidado todos los modelos regionales. Pero también hay algunos modelos que presentan un sesgo negativo en la mitad meridional (UCM, KNMI, GKSS, ICTP).

Finalmente, en invierno (DEF) es cuando la mayor parte de los modelos presentan más semejanza con los valores de ECA (fig. 3.4). De nuevo el modelo UCM es el que tiene un sesgo negativo generalizado, y los que mejor reproducen la distribución de t2max son GKSS y ETH.

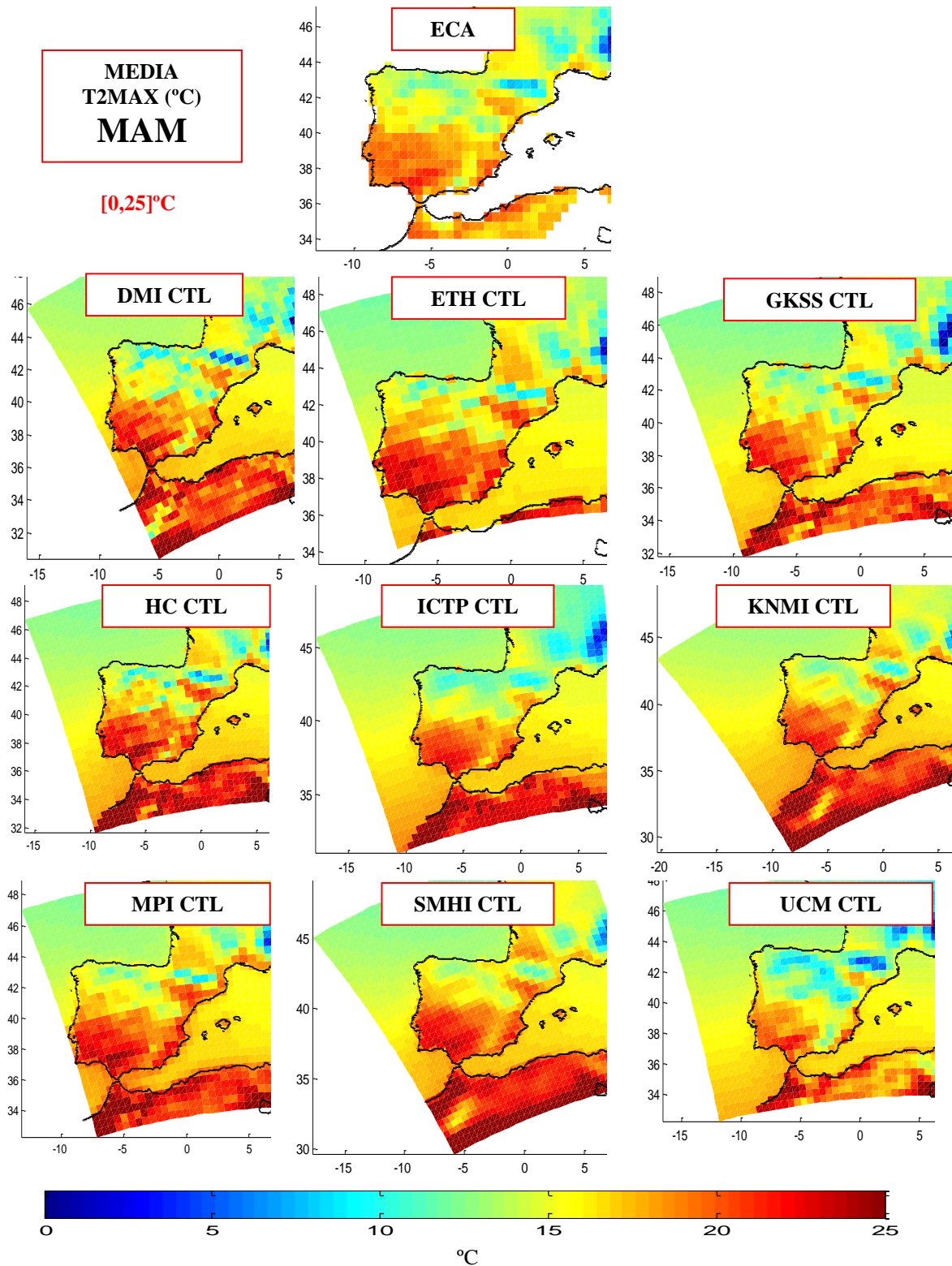


Figura 3.1 Promedios de t2max diaria en **primavera** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

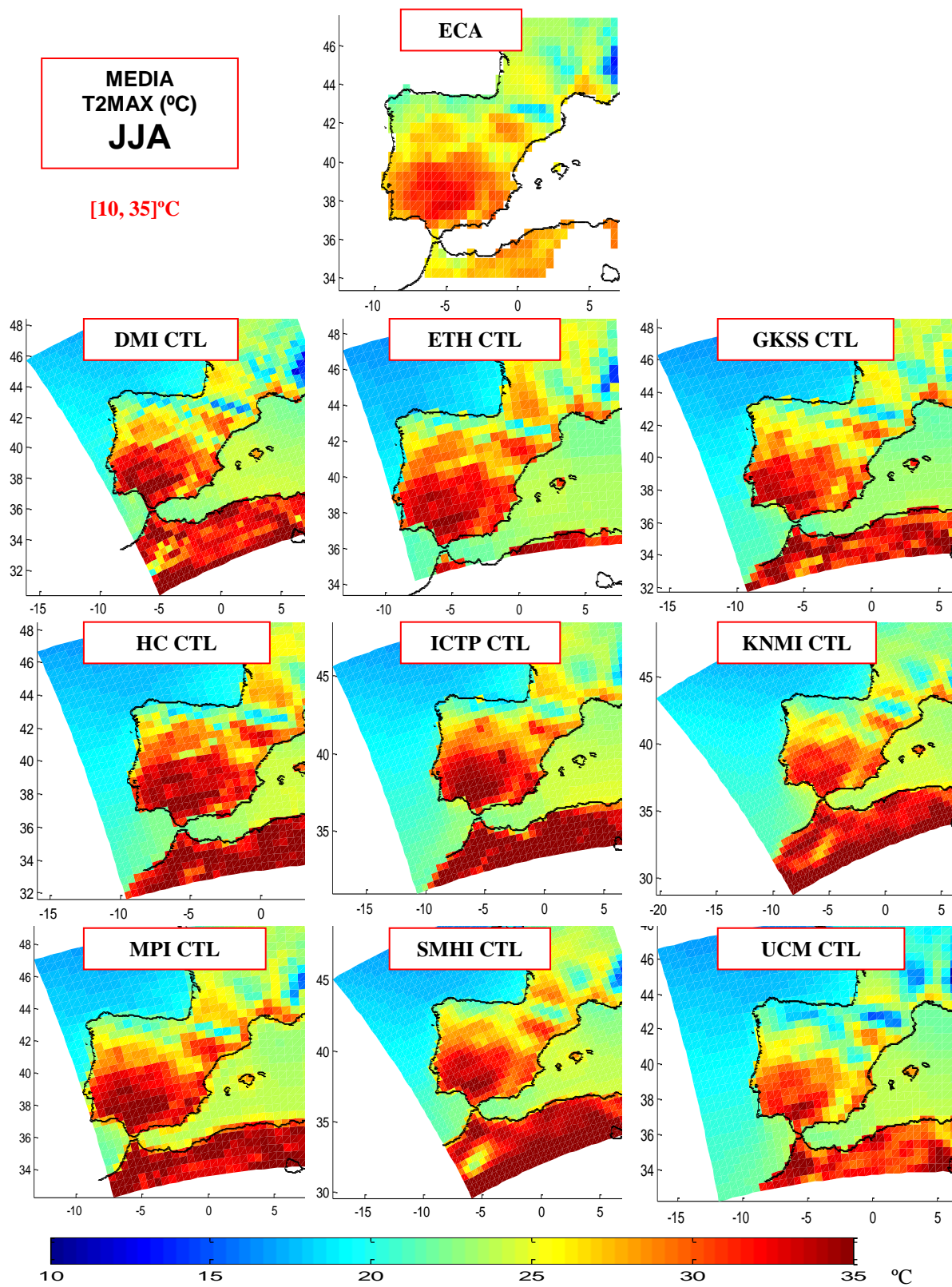


Figura 3.2 Igual que figura 3.1 pero en **verano (JJA)**

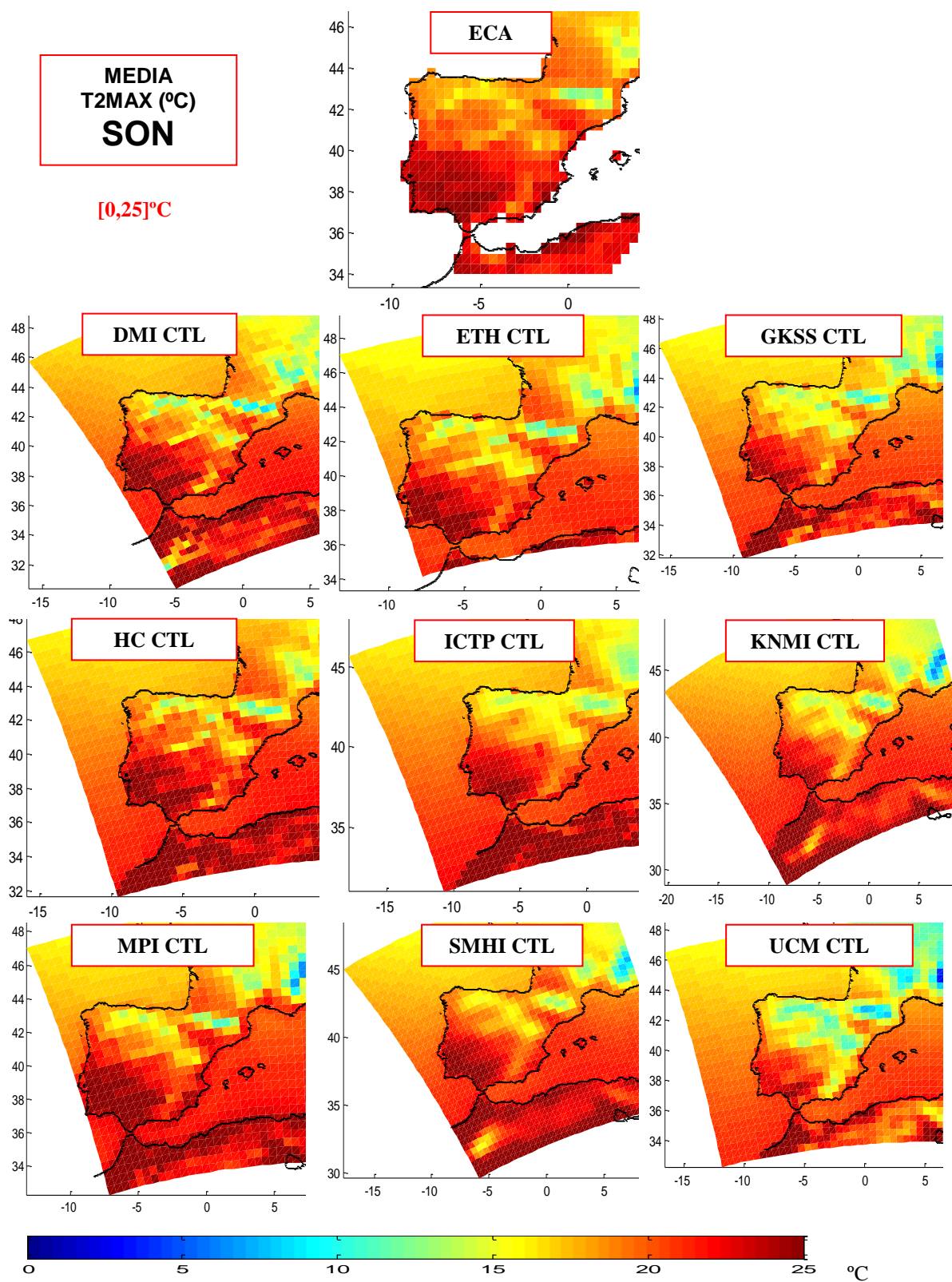


Figura 3.3 Igual que en figura 3.1 pero en **otoño (SON)**.

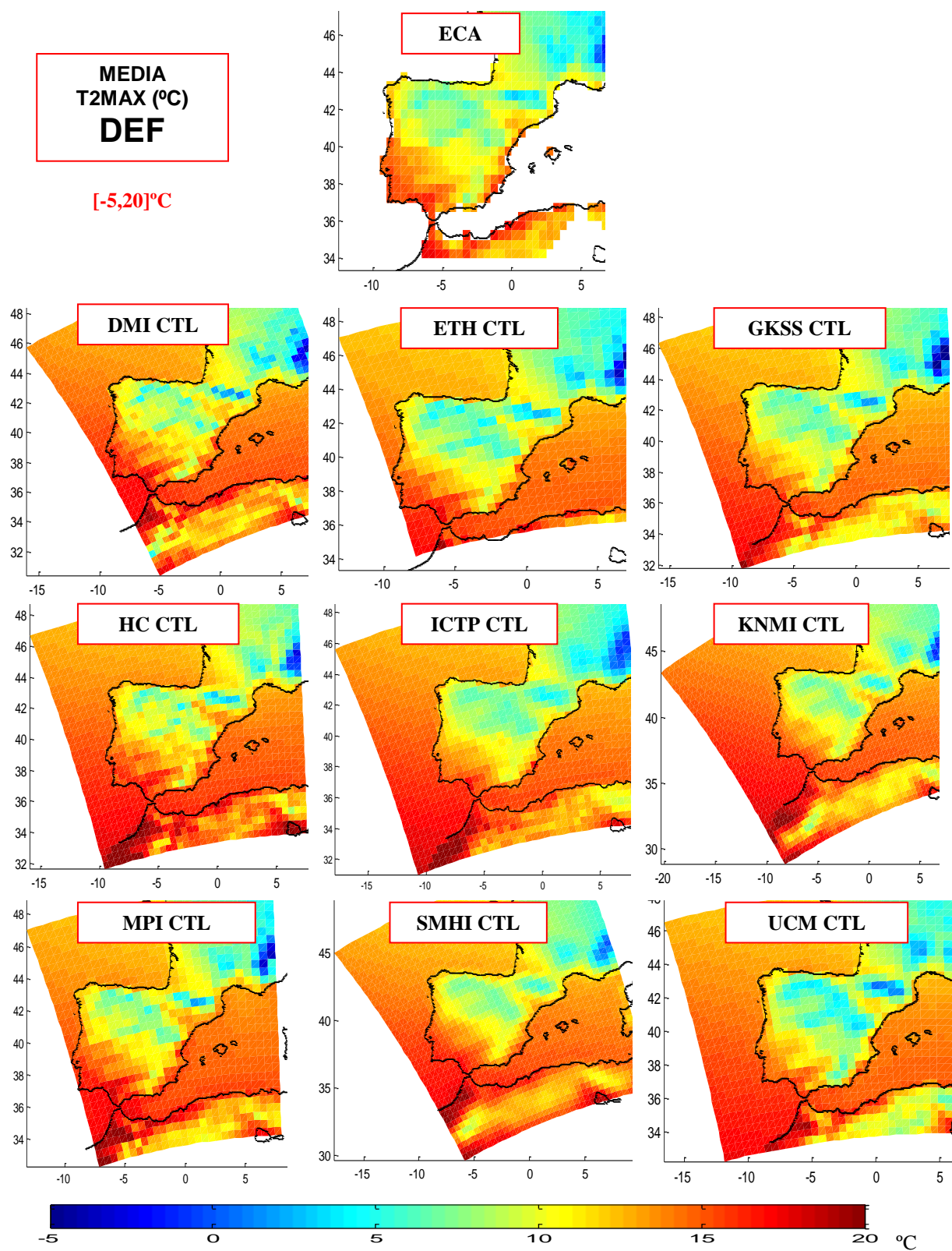


Figura 3.4 Igual que en figura 3.1 pero en **invierno** (DEF).

Como resumen, puede decirse que, en general, los RCM simulan aceptablemente la distribución geográfica de los promedios estacionales de las máximas diarias, aunque casi todos presentan un sesgo de diverso signo según las zonas peninsulares que se consideren. El modelo UCM es el único que presenta sesgos negativos repetidos en todas las estaciones y zonas. Aunque no cabe en este estudio un análisis sobre las posibles causas de tales sesgos, parece razonable conjeturar que cuando éstos presentan el mismo signo en todos los modelos, el origen apunta al modelo global en que se han anidado, mientras que la diversidad de signo entre los modelos y zonas se debería achacar a las particularidades de cada RCM.

En el Anexo 3 puede consultarse el cuadro A3.1 donde se pormenoriza los promedios de t_{2max} en verano.

3.1.2 Percentiles de temperatura máxima en superficie

En este estudio se han calculado los percentiles 95, 90 y 10, también denominados cuantiles por lo que se citarán como Q95, Q90 y Q10, de los valores diarios de t_{2max} correspondientes a ECA y cada RCM según la estación del año. Ahora bien, como las distribuciones geográficas de los Q95 y Q90 son bastante parecidas cualitativamente, y por tanto sus diferencias con los valores de ECA en cualquier zona y estación del año tienen signos prácticamente idénticos, si bien los sesgos son en general algo más altos en Q95 que en Q90, en este sub-apartado no se comentarán los resultados de los valores Q95 aunque se muestran los mapas estacionales en el Anexo 3 (figuras A3.1 a A3.4)

En la figura 3.5A se presenta la comparación entre los valores de Q90 correspondientes al verano (JJA) simulados por los modelos y los analizados por ECA. En ella se puede comprobar que en general los modelos presentan distribuciones bastante parecidas a ECA, aunque en la mitad septentrional los valores son ligeramente más altos en los modelos ETH, HC e ICTP y más bajos en los modelos UCM y KNMI, mientras que en la zona sureste presentan sesgos positivos los modelos ETH, ICTP, MPI y HC.

En primavera (MAM) la distribución de los valores de Q90 simulada por los modelos se asemeja algo más a la de ECA (fig. 3.6), aunque siguen predominando los sesgos ligeramente positivos en la mitad sur peninsular en casi todos los modelos y en la mitad norte pequeños sesgos positivos en algunos modelos (ICTP, ETH, SMHI) y negativos en otros (UCM). En otoño (SON) los valores simulados por los modelos se asemejan más a los de ECA, aunque persisten ligeros sesgos negativos en la mitad norte en los modelos UCM y GKSS (fig. 3.7), mientras que en invierno (DEF) es la estación en que los modelos reproducen mejor la distribución de Q90 de t_{2max} (fig. 3.8).

Por lo que se refiere a las temperaturas máximas más bajas (Q10), los resultados que ofrecen los modelos en el experimento CONTROL se asemejan en general más a los valores de ECA que en el caso de los cuantiles más altos (Q90, Q95). Como muestra de ello, en la figura 3.5B se presentan las distribuciones de Q10 en verano (JJA), donde se aprecia que la mayor parte de los modelos reproduce bastante bien la distribución y los valores, aunque algunos presentan ligeros sesgos en diversas zonas peninsulares.

Los resultados en las demás estaciones se presentan en el Anexo 3: La figura A3.5 corresponde a primavera, la figura A3.6 a otoño y figura A3.7 a invierno. En el Anexo 3 se puede consultar un cuadro cuantitativo de los resultados de t_{2max} en verano Q10 Q90 Q95 de ECA y de los nueve modelos en CONTROL. (Cuadro A3.2)

Como resumen, puede decirse que los modelos reproducen aceptablemente la distribución geográfica de los valores extremos de t_{2max} de ECA, aunque presentan sesgos de diferente signo que en general son más altos en el periodo estival (JJA).

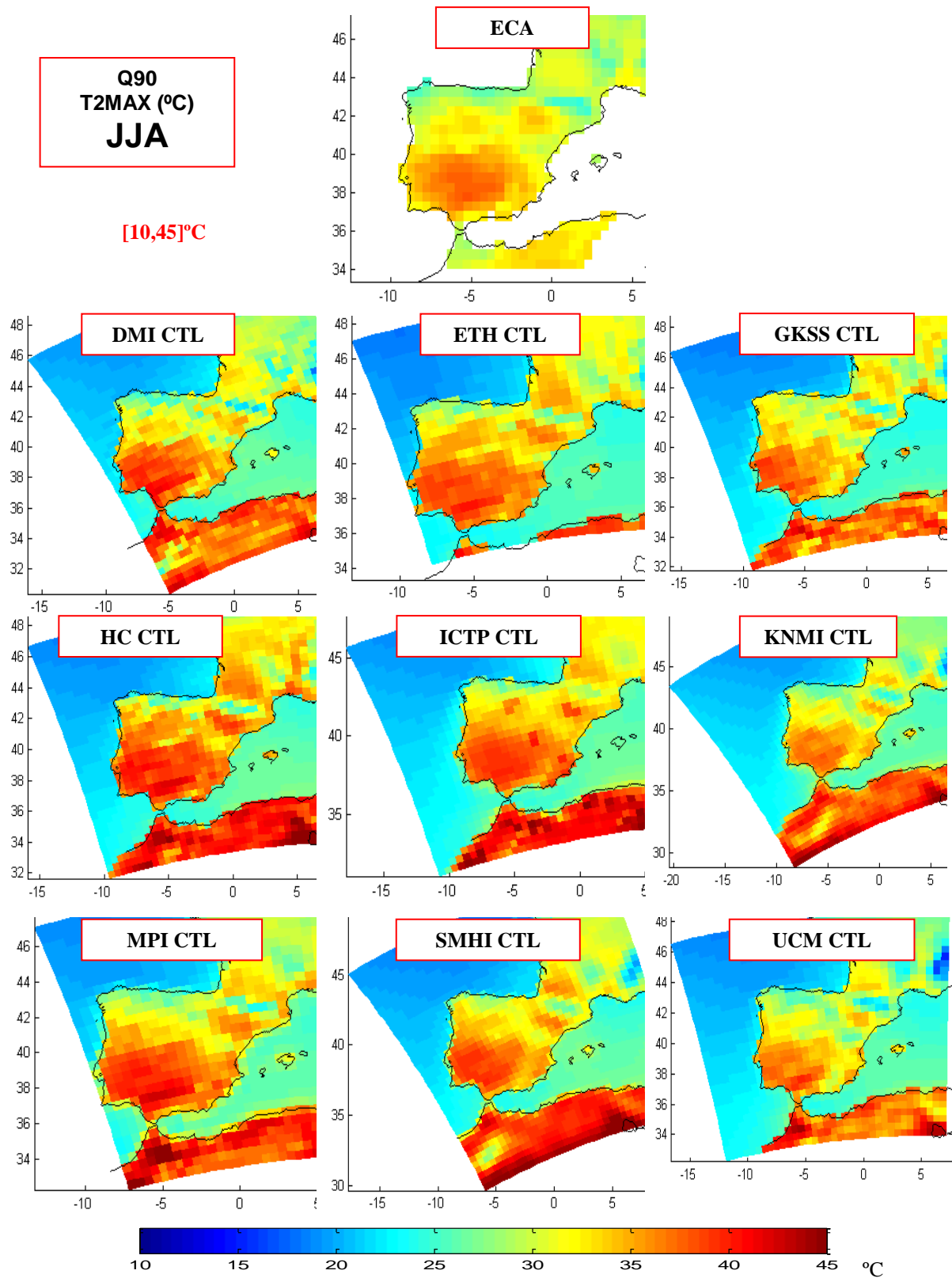


Figura 3.5A Mapas del cuantil 90 (Q90) de t_{2max} diaria en **verano** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

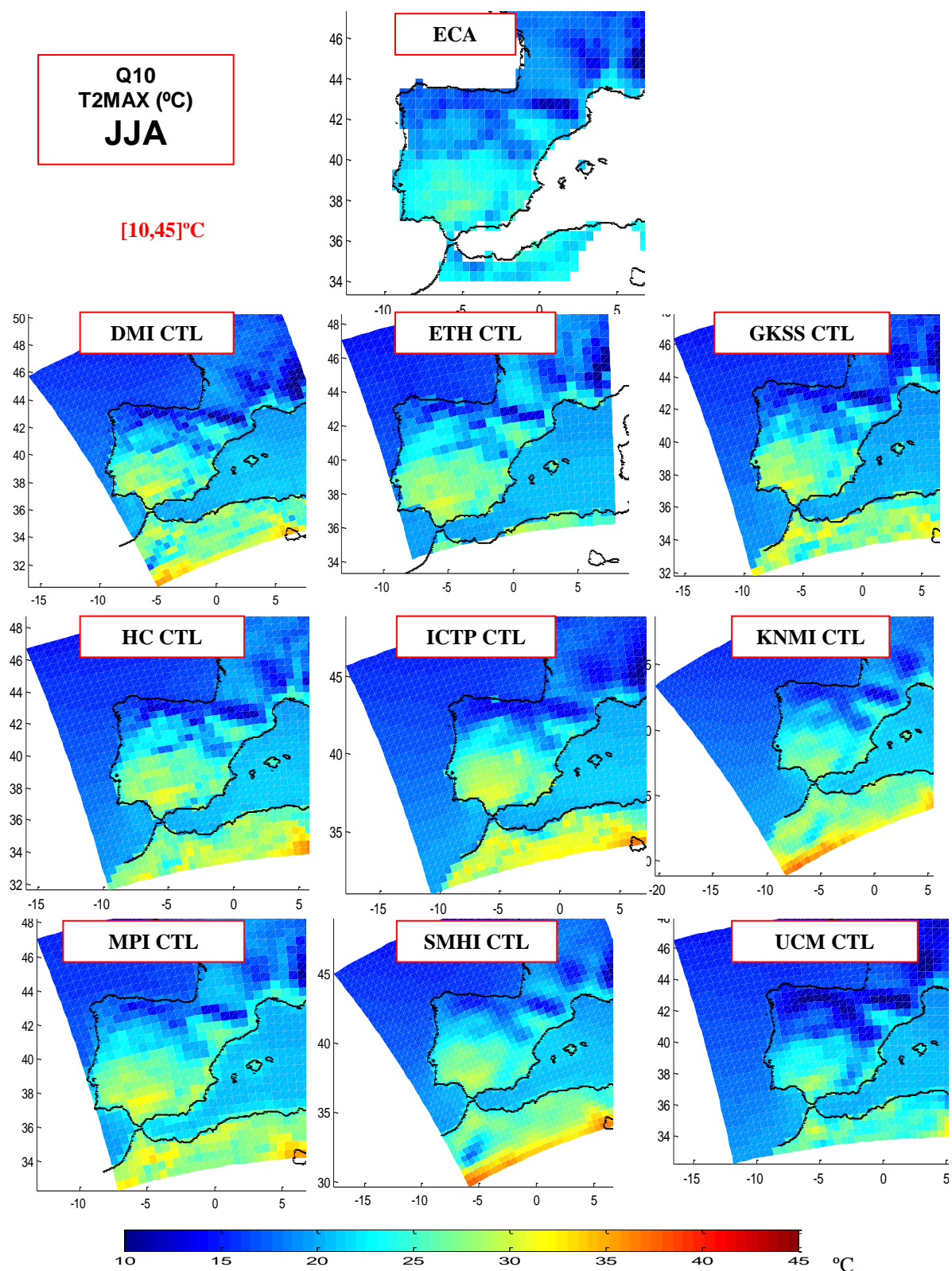


Figura 3.5.B Mapas del cuantil 10 (Q10) de t_{2max} diaria en **verano** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

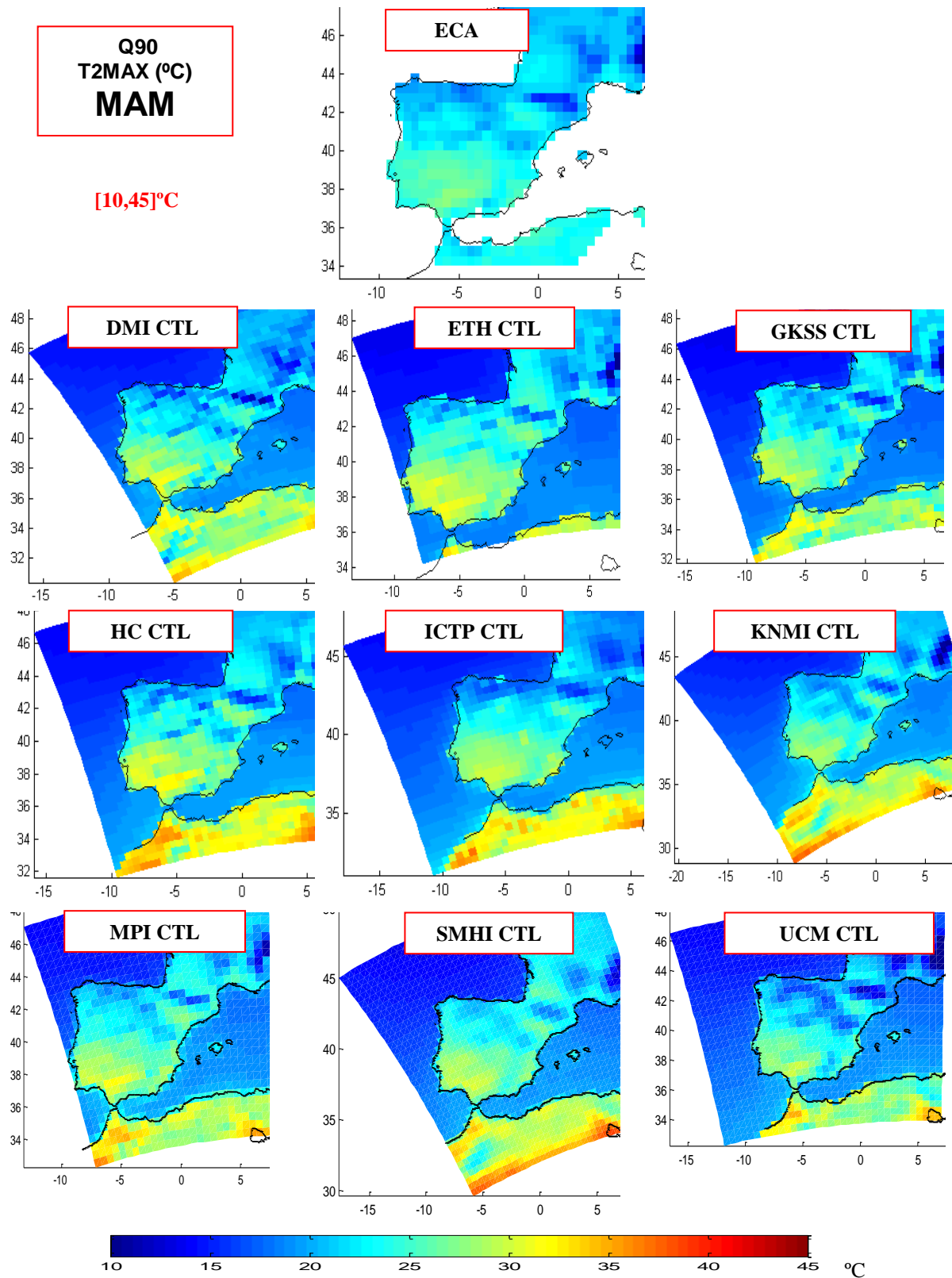


Figura 3.6 Igual que en figura 3.5A pero en **primavera (MAM)**

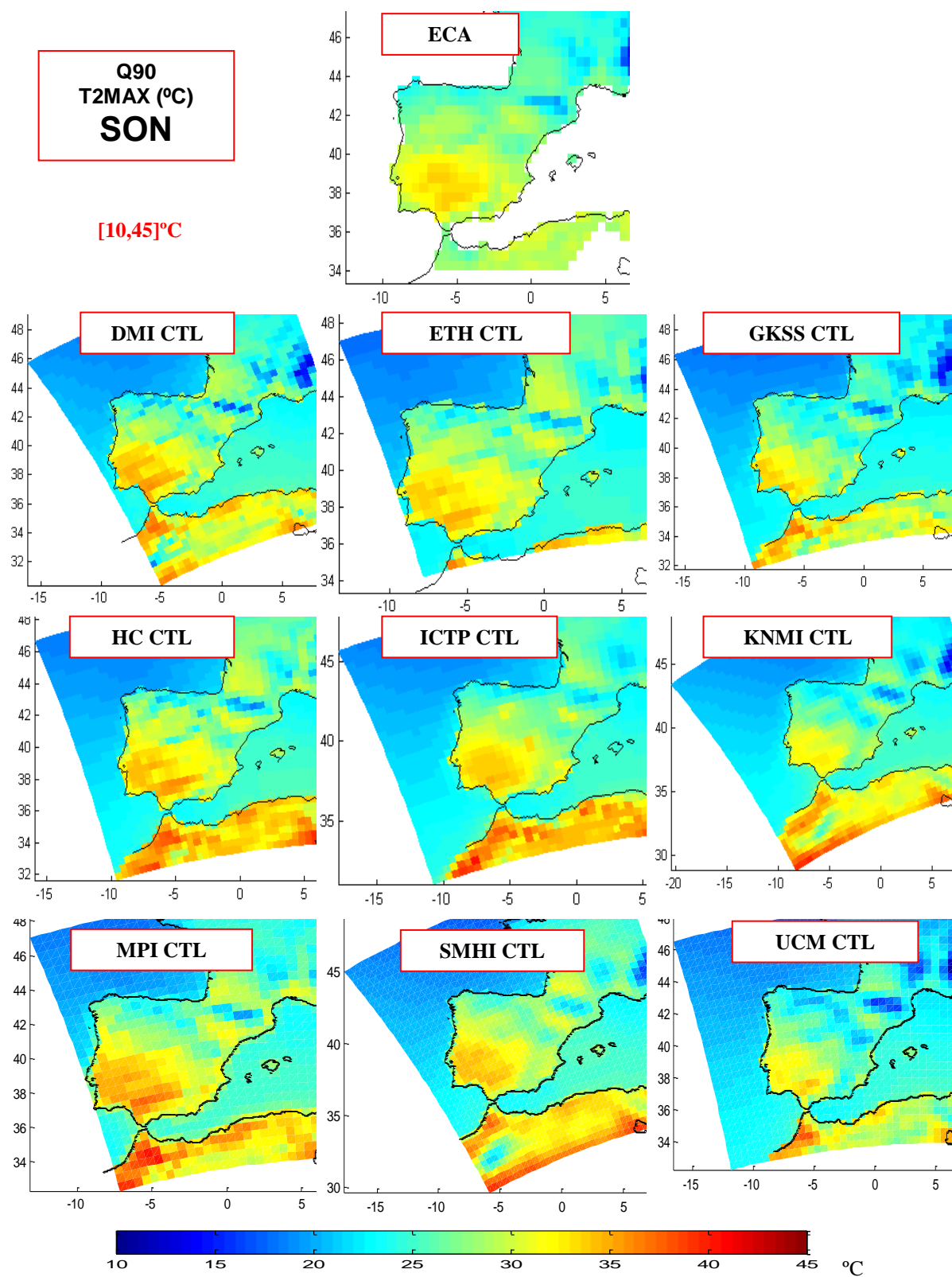


Figura 3.7 Igual que en figura 3.5A pero en otoño (SON).

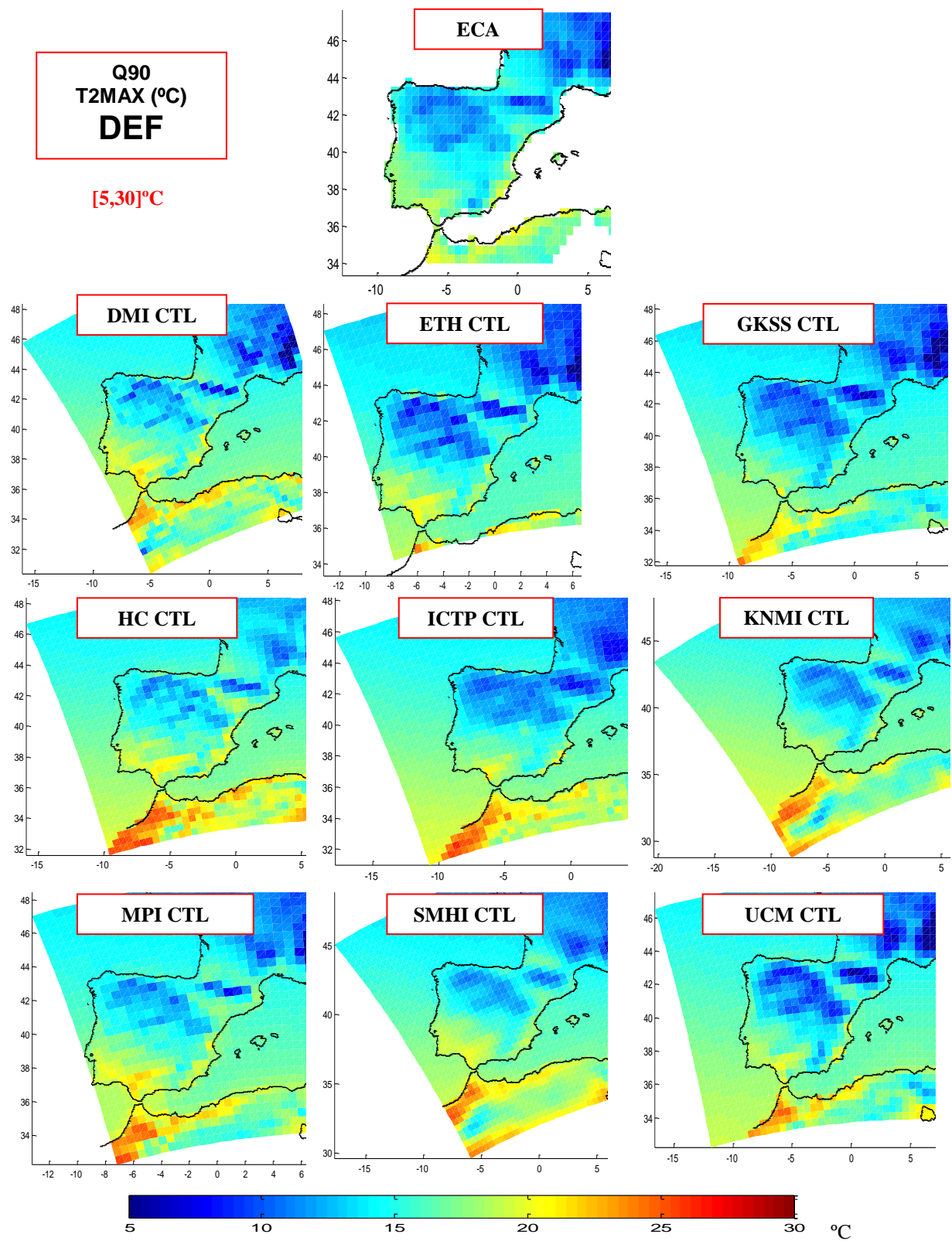


Figura 3.8 Igual que en figura 3.5A pero en **invierno** (DEF)

3.1.3 Valores de retorno de temperatura máxima en superficie

A continuación se evalúan los valores de retorno de 5, 10 y 50 años correspondientes a las temperaturas máximas diarias simulados por los modelos frente a los observados de ECA. Como se comentó al inicio de este apartado, los valores de retorno se pueden calcular eligiendo valores extremos de un día o de un conjunto de días en cada año y estación. En este estudio se han calculado los valores de retorno con un solo día extremo por año y también de conjuntos de tres y cinco días extremos por año. Así se ha comprobado que, al menos en el caso de t_{2max} , no se observan diferencias apreciables entre los resultados de esas tres opciones, corroborando lo obtenido por otros autores (p.e. Frei et al., 2006).

Como muestra de ello, en la figura 3.9 se presentan los valores de retorno de 50 años (VR50A) correspondientes a primavera y verano simulados por uno de los modelos regionales (UCM) frente a los deducidos de la base de datos ECA. En ella se puede apreciar más claramente las pequeñas diferencias entre los resultados obtenidos con las tres opciones consideradas, salvo en la zona del valle medio del Ebro en verano, donde se comprueba la suavización entre el caso de días individuales y el de conjunto de 5 días, siendo esto más notable en los datos de ECA que en los resultados del modelo. Por ello, a continuación se analizarán los resultados de los valores de retorno de t_{2max} considerando solo un solo día extremo por año.

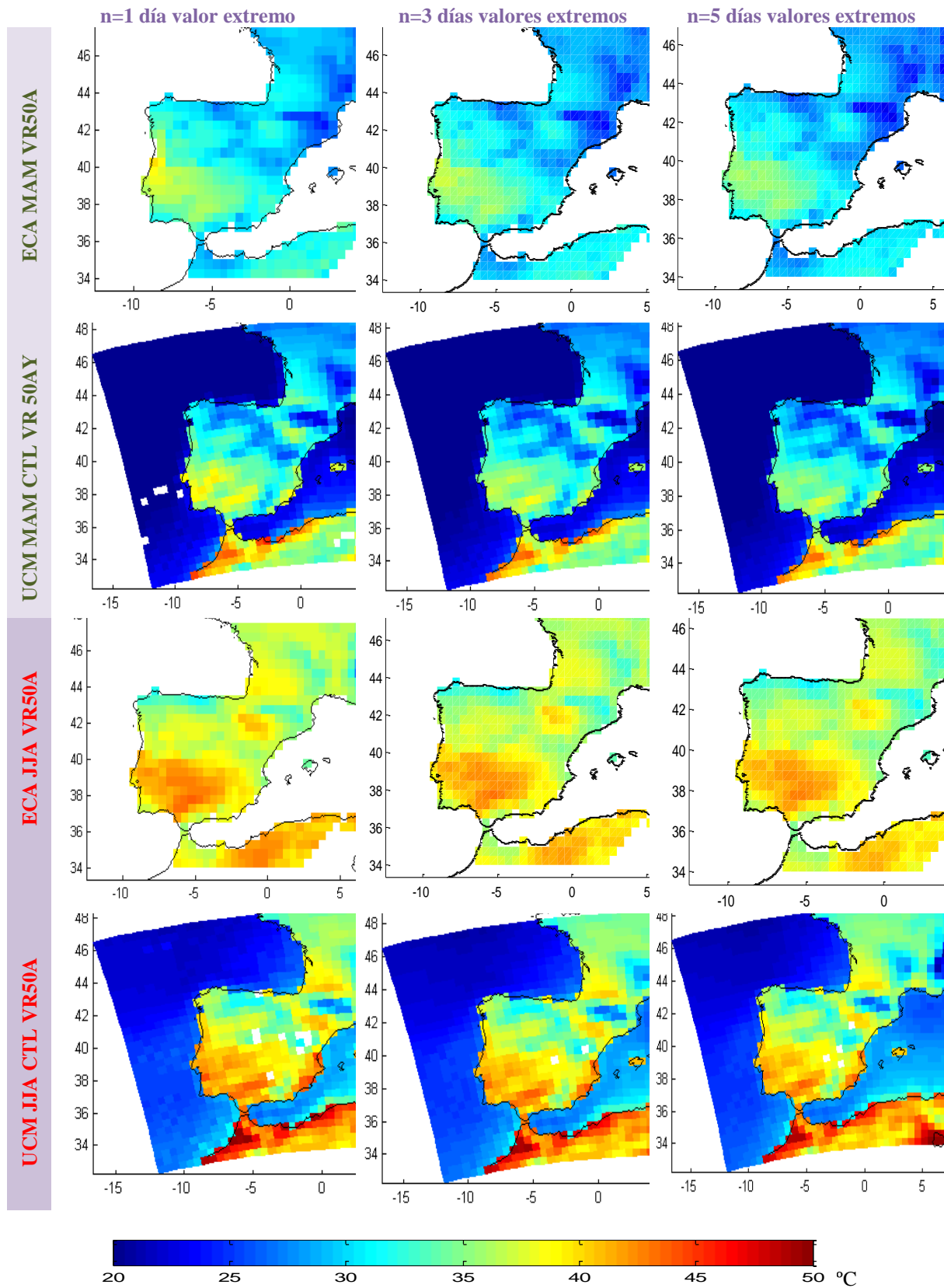


Figura 3.9 Valores de retorno de 50 años de t_{2max} en las estaciones de **primavera y verano** de ECA y UCM en CONTROL tomando uno, tres y cinco días de valores extremos. $[20,50]^{\circ}\text{C}$ En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

La temperatura máxima se adapta bien a la estadística de extremos. Para comprobarlo, de los nueve modelos en CONTROL en **verano** se han seleccionado los resultados de dos de ellos (MPI y HC, además de los analizados por ECA, correspondientes a los periodos de retorno de cinco, diez y cincuenta años, que se presentan en la figura 3.10. Las celdillas rechazadas por el ajuste a la distribución GEV por no tener el valor del parámetro de forma chi comprendido entre -1 y +1 ambos incluidos, y las rechazadas por el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (ver Capítulo 2), aparecerán marcadas con la celdilla en blanco en los mapas.

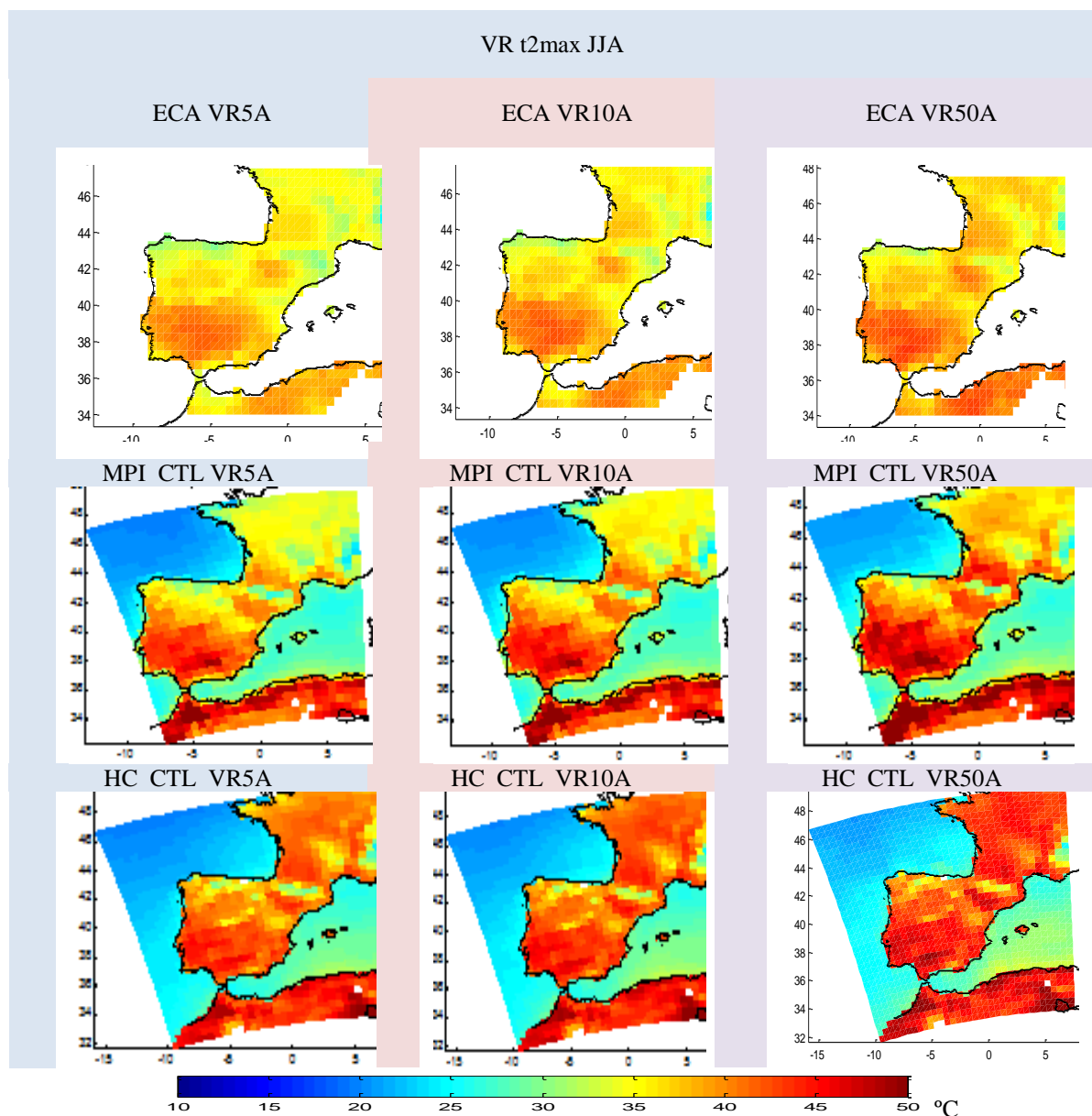


Figura 3.10 VR5A,VR10A y VR50A de t_{2max} en **verano** de valores observados de ECA (fila de arriba) y simulados en clima pasado reciente 1961-1990 (CTL) por los modelos MPI (fila intermedia) y HC (fila de abajo). En los mapas las celdillas rechazadas en blanco. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

En esta figura 3.10 se comprueba que los valores de retorno para 5, 10 y 50 años derivados de la base de datos de ECA son muy parecidos. Lo mismo se observa en los resultados del modelo HC, aunque los valores son en general entre 4 y 5 °C más altos que en ECA. Sin embargo, en el modelo MPI, además de simular valores más elevados que en ECA, se observa que en la mitad meridional los valores de retorno de 50 años son más altos que en los otros dos periodos. A pesar de que los modelos presentan estos sesgos la distribución geográfica es bastante similar a la de ECA.

Los valores de retorno de 5, 10 y 50 años en verano simulados por el resto de los modelos se muestran en la figura A3.8 del Anexo 3. En todos estos resultados se comprueba que las distribuciones espaciales de los tres valores se asemejan considerablemente, aunque obviamente los valores son distintos. Por ello, se ha seleccionado el valor de retorno de 50 años de la temperaturas máximas diarias para evaluar los modelos frente a ECA.

En las figuras 3.11 a.3.14 se muestran los resultados de todos los modelos y ECA en las cuatro estaciones del año. En verano (fig. 3.12) los modelos simulan en general de forma aceptable la distribución de VR50A si se compara con ECA, aunque algunos modelos presentan sesgos positivos en el cuadrante suroeste (HC, MPI, SMHI). Algo similar puede decirse de los resultados en otoño (fig. 3.13), posiblemente porque el mes de septiembre, al menos en su primera mitad, presenta valores de temperaturas máximas próximos a los del verano. En primavera (fig. 3.11), la mayor parte de los modelos presentan valores semejantes a los de ECA, salvo el modelo HC que simula valores excesivos en todo el tercio occidental de la península. Finalmente, en invierno (fig. 3.14) todos los modelos simulan valores de VR50A más altos que ECA en la mitad meridional, lo que podría obedecer a un sesgo inducido por el modelo global donde se han anidado los modelos regionales.

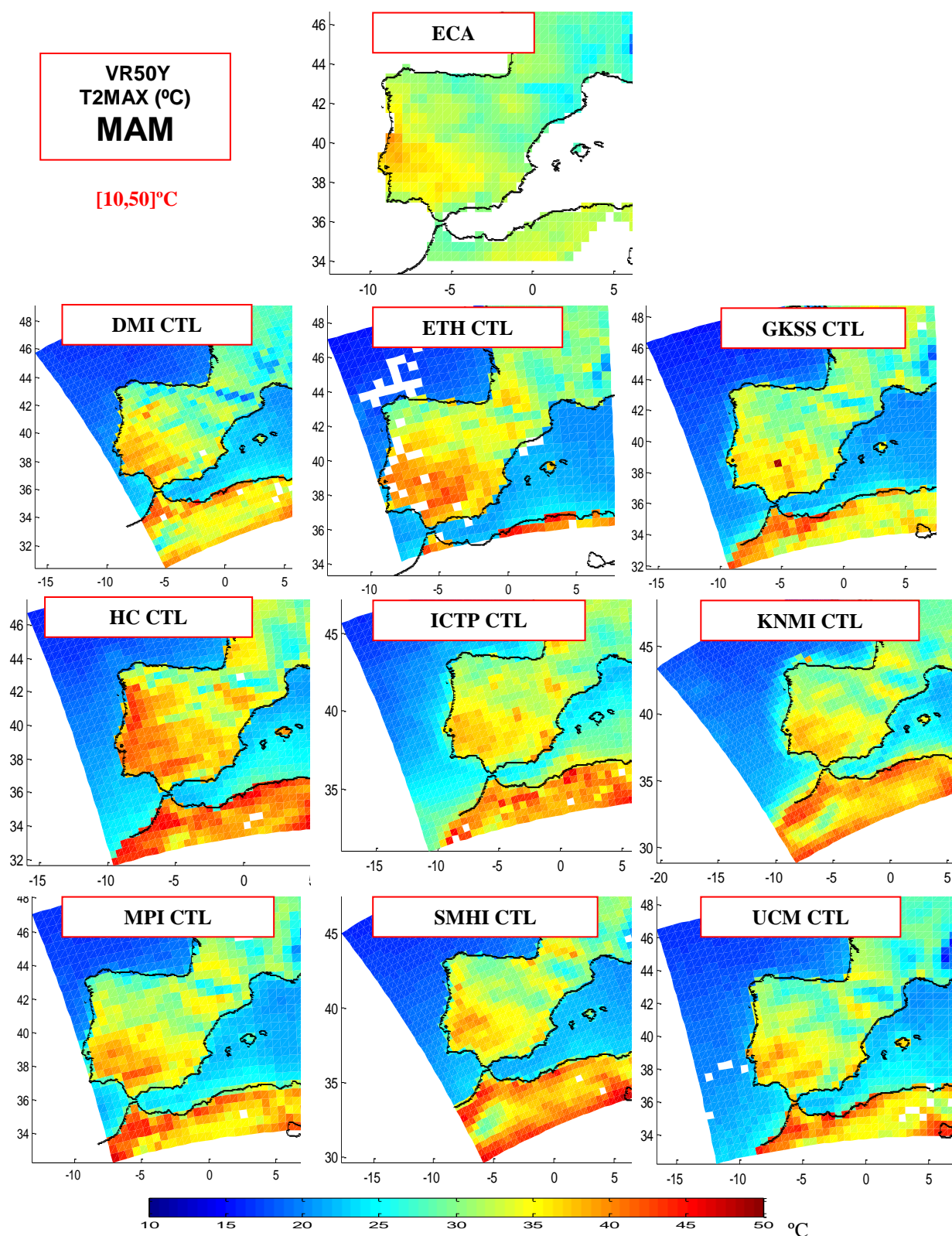


Figura 3.11 Mapas de los valores de retorno de 50 años de las t_{2max} diarias en **primavera** (MAM) de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En los mapas las celdillas rechazadas en blanco En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

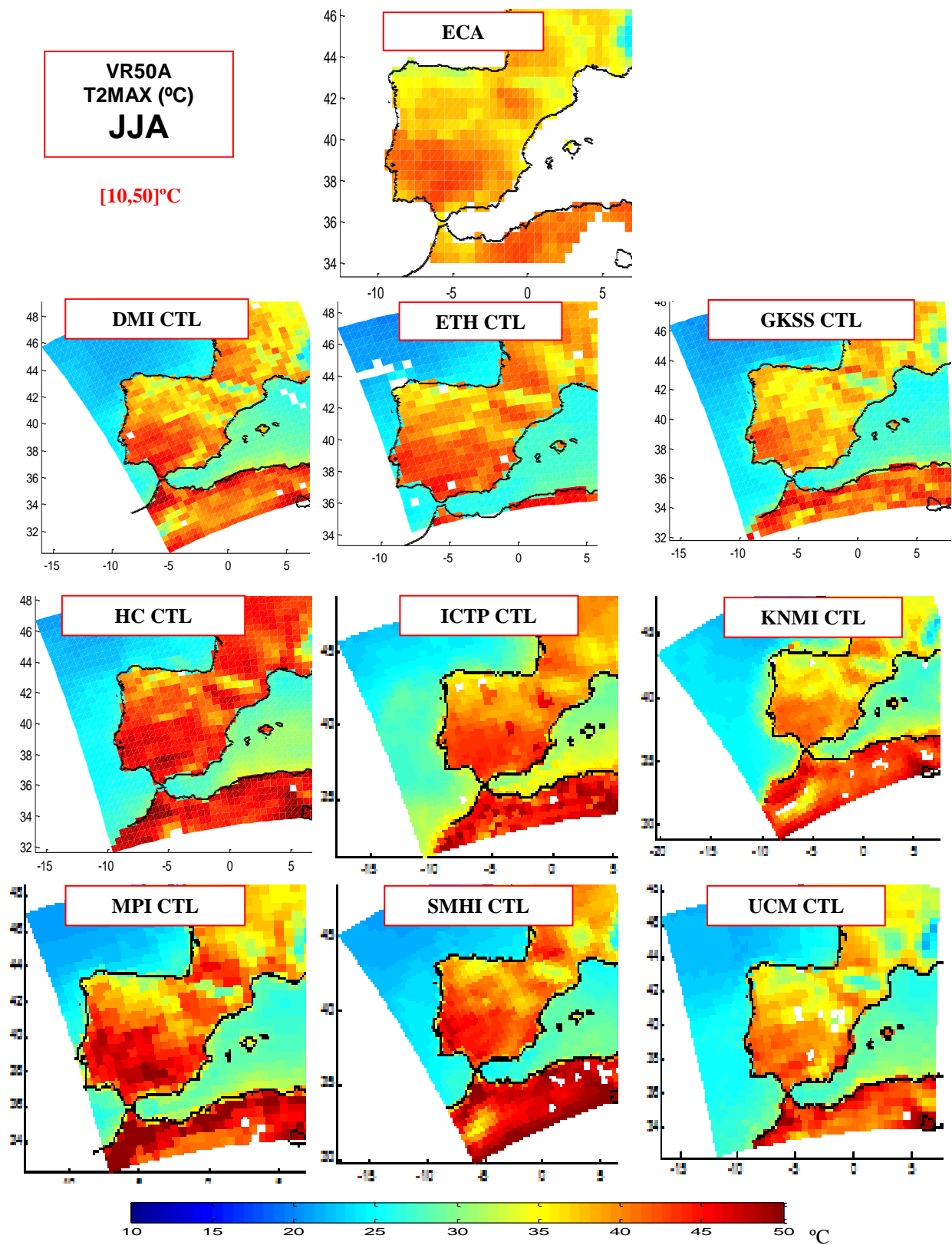


Figura 3.12 Igual que figura 3.11, pero en **verano (JJA)**.

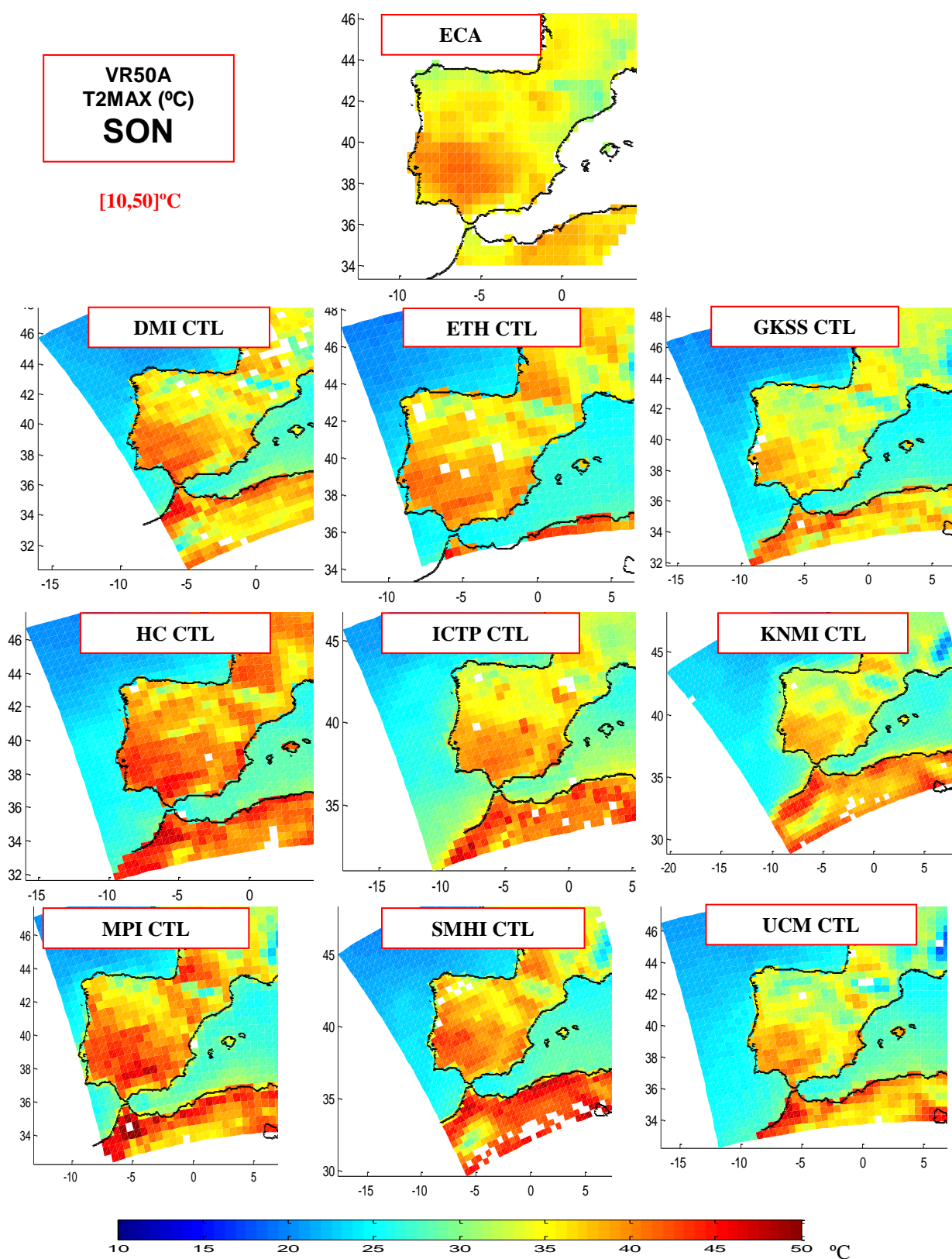


Figura 3.13. Igual que figura 3.11, pero en **otoño** (SON).

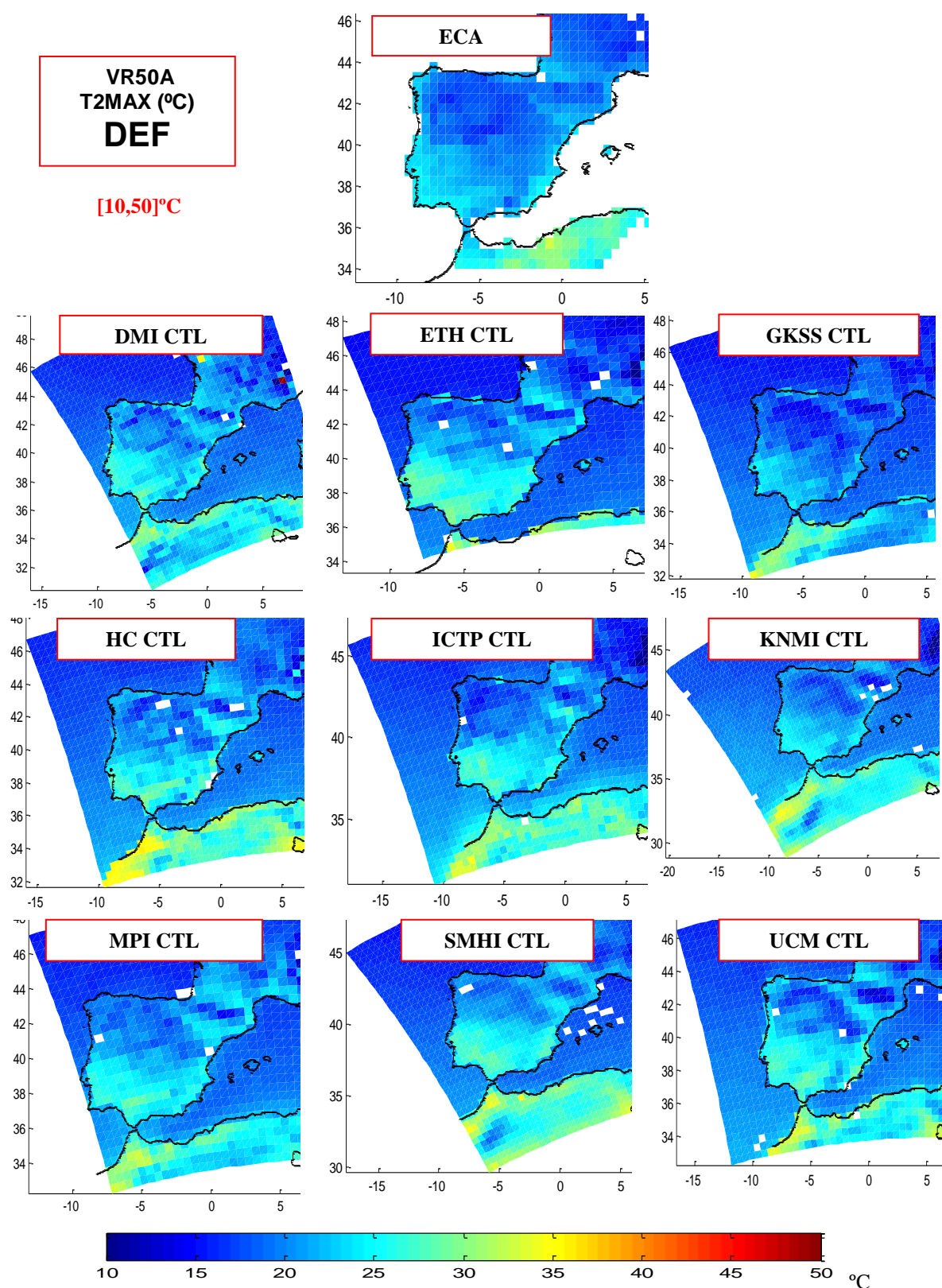


Figura 3.14 Igual que figura 3.11, pero en **invierno** (DEF).

En el Anexo 3 se puede consultar un cuadro cuantitativo de los valores de retorno de cincuenta años en todas las estaciones (Cuadro A3.3)

Como resumen de esta evaluación de periodos de retorno, puede decirse que los modelos reproducen aceptablemente su distribución geográfica aunque presentan bias de diferente signo, pero en general son positivos en el periodo invernal (DEF).

Para finalizar el apartado sobre la evaluación de los resultados de los modelos sobre extremos de temperatura máxima diaria (t_{2max}), a continuación se presenta un cuadro resumen con las conclusiones más resaltables.

MEDIA DE TEMPERATURA MÁXIMA ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA</p> <p>El modelo SMHI es el que mejor reproduce los valores de ECA. DMI, HC, MPI, ETH contrastes entre el norte y el sur peninsular UCM: Sesgo negativo en toda la península respecto a ECA.</p>	<p>VERANO</p> <p>El modelo KNMI es el que mejor reproduce los valores de ECA DMI, ETH, HC, ICTP, MPI, SMHI sesgo positivo en la mitad meridional de la península UCM en CONTROL muestra menor t_{2max} en mitad norte que el resto de los modelos.</p>
<p>OTOÑO</p> <p>La media de t_{2max} en otoño es muy parecida a primavera. Mitad norte todos presentan un pequeño sesgo negativo UCM, KNMI, GKSS, ICTP: sesgo negativo en la mitad meridional.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>La mayor parte de los modelos presentan más semejanza con los valores de ECA que en otras estaciones. Los que mejor reproducen la distribución de t_{2max} son GKSS y ETH. UCM sesgo negativo generalizado</p>

PERCENTILES DE TEMPERATURA MÁXIMA ECA- CTL	
<p>PRIMAVERA</p> <p>La distribución de las temperaturas en primavera tienen diferencias con otoño, el mar más frío en primavera ya que le cuesta ‘recalentarse’ tras un invierno frío, la zona andaluza es más calurosa en otoño en septiembre, se alcanzan temperaturas muy altas. Mucha similitud entre modelos y ECA en Q90 ICTP, ETH; SMHI: sesgos positivos UCM: sesgos negativos</p>	<p>VERANO</p> <p>En general los modelos presentan distribuciones bastante parecidas a ECA en Q90, aunque en la mitad septentrional los valores son ligeramente más altos en los modelos ETH, HC e ICTP y más bajos en los modelos UCM y KNMI, mientras que en la zona sureste presentan sesgos positivos los modelos ETH, ICTP, MPI y HC. La respuesta de todos los modelos es muy similar en CONTROL y el más parecido a ECA en Q10 es el del modelo de UCM.</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Casi todos los modelos describen de forma similar en CONTROL en ambos percentiles la distribución de ECA. Hay mucha diferencia entre invierno y otoño ya que, en Septiembre temperaturas muy altas y al ser los percentiles Q90 y Q95 incluye estas temperaturas.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Los modelos reproducen parecidos a ECA la distribución de Q90 de t_{2max} en invierno.</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÁXIMA ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA</p> <p>La mayor parte de los modelos presentan valores semejantes a los de ECA, salvo el modelo HC que simula valores excesivos en todo el tercio occidental de la península.</p>	<p>VERANO</p> <p>Todos los modelos reproducen VR50A bien si se compara con ECA HC, MPI, SMHI: sesgos positivos en el cuadrante suroeste.</p>
<p>OTOÑO</p> <p>ECA VR50Y muy parecida distribución que en verano pero temperaturas más frescas en Pirineos. CONTROL simula temperaturas más elevadas que ECA.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Todos los modelos simulan valores de VR50A más altos que ECA en la mitad meridional.</p>

3.2 Temperaturas mínimas diarias en superficie (t2min)

3.2.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En las figuras 3.15 a 3.18 se muestran los mapas de los promedios de las t2min diarias en las cuatro estaciones simuladas por los nueve modelos regionales en el experimento CONTROL (1961-1990) y el correspondiente a los datos de ECA. Como era de prever, un rasgo común en que coinciden todos ellos es la relación de las t2min con la elevación topográfica, de forma que los valores menores de esta variable se localiza en los sistemas montañosos principales.

La distribución de los valores de la temperatura mínima en primavera (fig. 3.15) simulados por los modelos en CONTROL se asemeja a los de ECA en el acusado gradiente norte-sur. No obstante, la mayor parte de los modelos simula valores de t2min notablemente más cálidos que ECA en el sector suroeste, excepto el modelo ETH, y en el resto de la Península también presentan sesgos positivos de entre 2 y 3°C los modelos ICTP, MPI y SMHI.

Este mismo patrón se observa en la distribución de las t2min en verano (fig. 3.16), con valores simulados por los modelos notablemente más cálidos (3°C - 5°C) que ECA en el sector suroeste, pero bastante más similares en el resto de la Península, excepto el modelo ETH cuyas t2min presentan un sesgo negativo casi generalizado respecto a ECA.

En otoño los sesgos de los modelos respecto a ECA son similares a los del verano, aunque tanto los positivos como los negativos son bastante más suaves (fig. 3.17). Y en invierno es cuando se observa la mayor semejanza entre los valores de t2min simulados y los de ECA (fig. 3.18).

Como resumen, puede decirse que, en general, los RCM simulan aceptablemente la distribución geográfica de los promedios estacionales de las mínimas diarias, aunque la mayoría presentan sesgos de signo positivo, que es más notable en el sector suroeste. El modelo ETH es el único que presenta sesgos negativos repetidos en todas las estaciones y zonas.

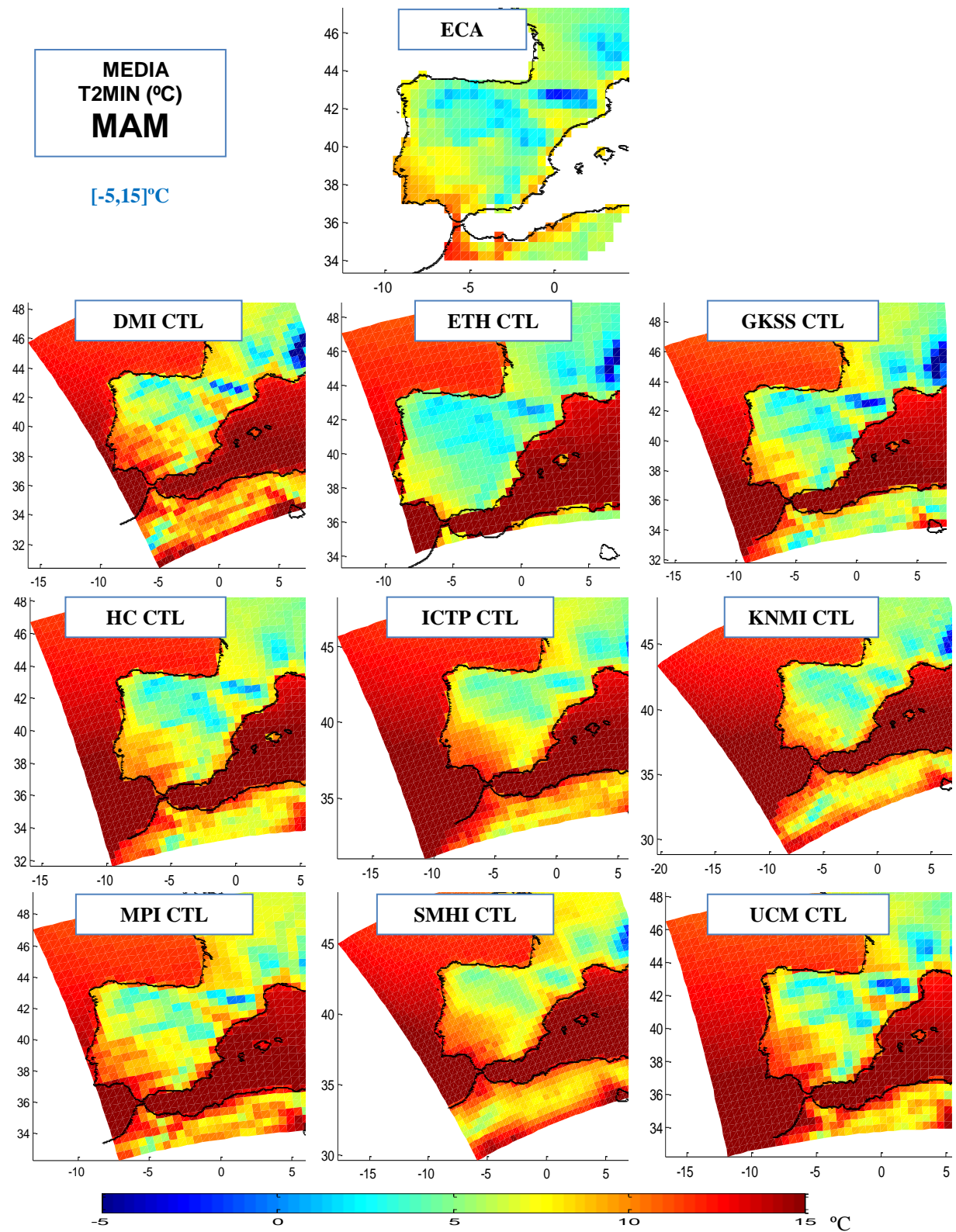


Figura 3.15 Promedios de t2min diaria en **primavera** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

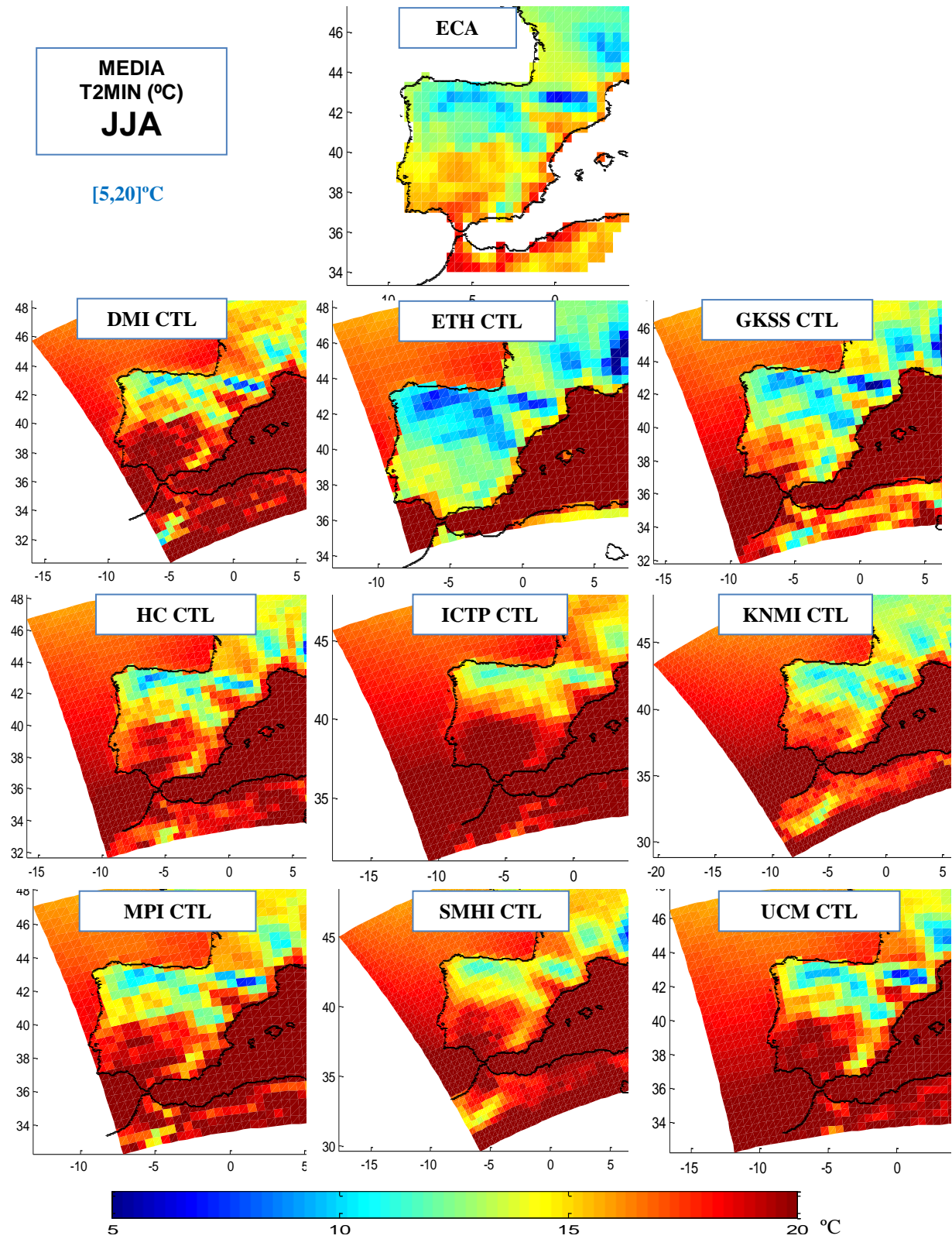


Figura 3.16 Igual que la figura 3.15 pero en **verano (JJA)**

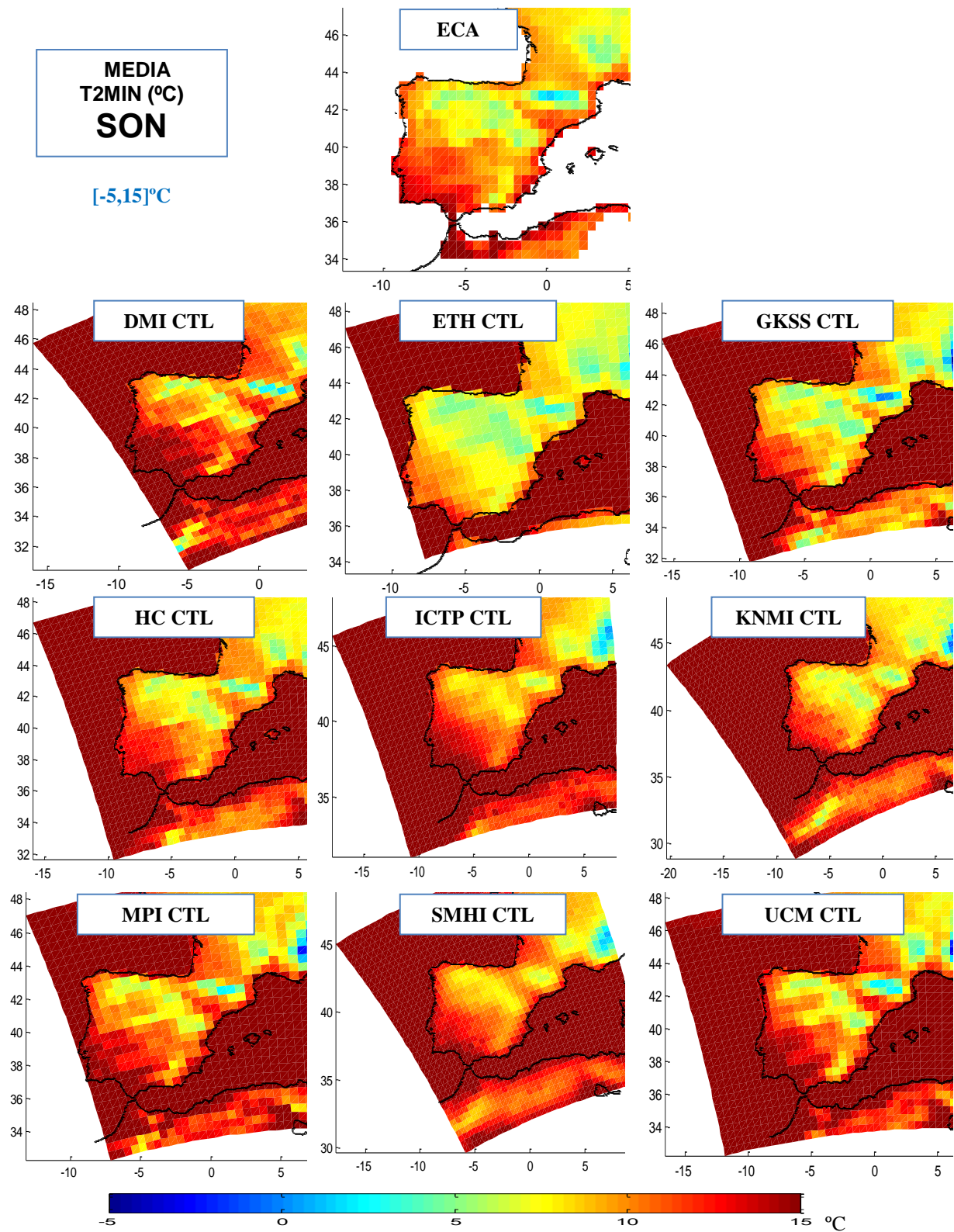


Figura 3.17 Igual que la figura 3.15 pero en otoño (SON)

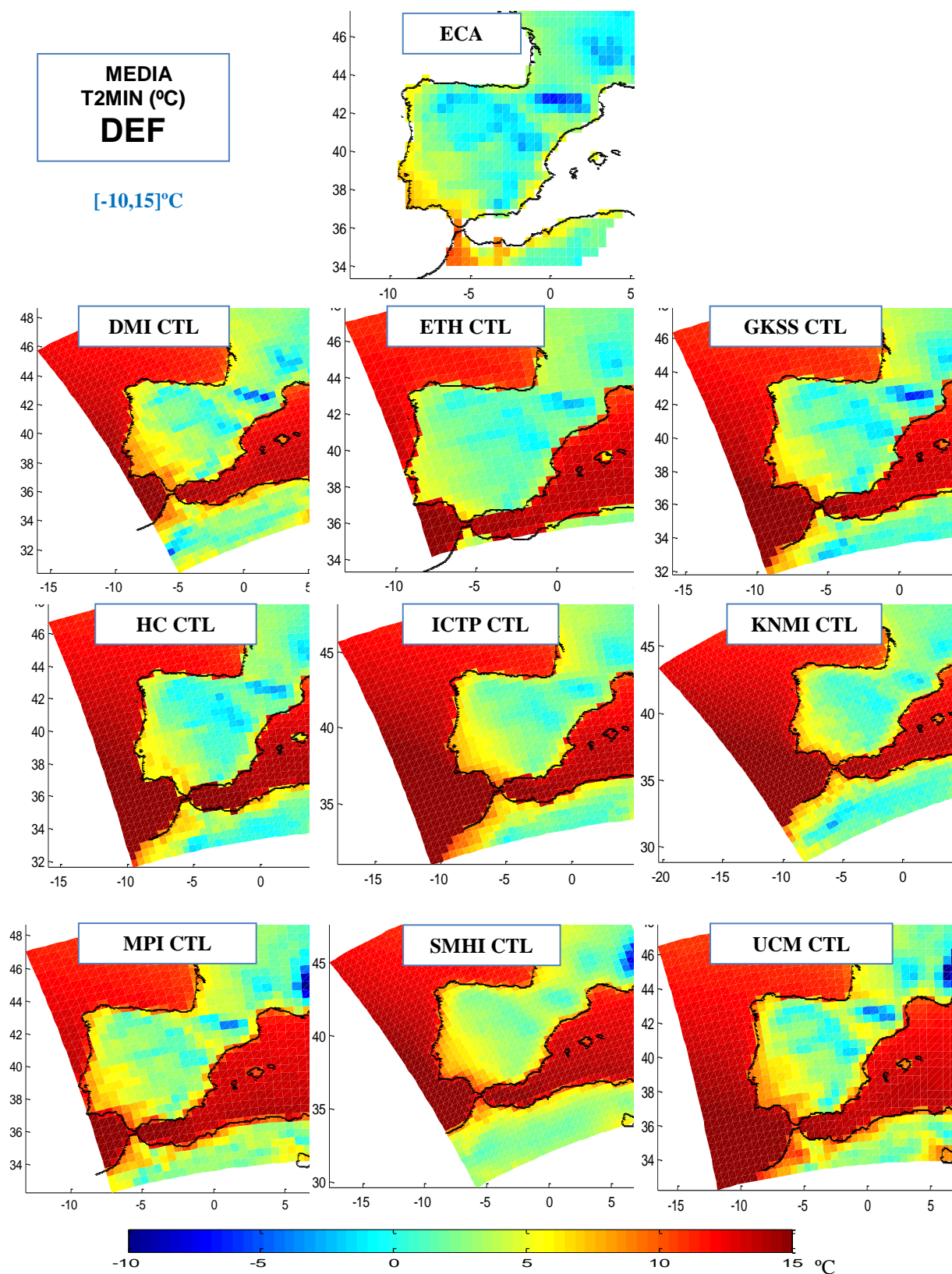


Figura 3.18 Igual que la figura 3.15 pero en **invierno** (DEF)

En el Cuadro A3.4 del Anexo 3 se ilustra cuantitativamente la evaluación de los promedios de t2min.

3.2.2 Percentiles de temperatura mínima en superficie

Se ha observado que las distribuciones geográficas de los percentiles 5 y 10 de las temperaturas mínimas diarias (t_{2min}) son muy semejantes tanto en los resultados de los modelos como en los datos de ECA, aunque en general los sesgos que presentan los modelos respecto a ECA son cuantitativamente mayores en Q5 que en Q10. Por ello, a continuación solo se mostraran los resultados de los valores Q10. No obstante, para su comprobación, en el Anexo 3 se muestran los mapas de Q5 (figuras A3.9 y A3.10)

Las distribuciones de los valores del percentil Q10 de la distribución de t_{2min} diarias en las cuatro estaciones simulados por los modelos regionales en clima pasado reciente (CONTROL) y deducidos de los datos de ECA se muestran en las figuras 3.19 a 3.22.

En estas figuras se comprueba que en general las distribuciones espaciales de este percentil simulados por los modelos se asemejan más a los deducidos de ECA que los promedios diarios. Quizá este mayor parecido se deba en parte a que el Q10 resalta mucho más claramente el efecto de la elevación topográfica sobre los valores térmicos de los días más fríos. No obstante, dentro de esta mayor semejanza hay modelos que presentan sesgos algo mayores que la mayoría.

El invierno es la estación con mayor parecido general entre los modelos y ECA (fig. 3.22), mientras que en verano se observan sesgos más notables (fig. 3.20A y fig. 3.20B), especialmente en los modelos ETH (negativos), ICTP y SMHI (positivos). En estos dos últimos el efecto topográfico está más difuminado (Cuadro A3.5). En otoño (fig. 3.21) el difuminado del efecto topográfico se observa también en estos mismos modelos, mientras que en primavera (fig. 3.19) la semejanza entre modelos y ECA es intermedia entre el invierno y el verano.

Por lo que se refiere a las temperaturas mínimas más altas (Q90), en general los resultados de los modelos se asemejan a los valores de ECA de forma bastante similar al caso del cuantil Q10. Como muestra de ello, en la figura 3.20B se presentan los mapas del cuantil Q90 de t_{2min} en verano (JJA), donde se aprecia que la mayor parte de los modelos reproduce aceptablemente la distribución territorial, aunque, excepto el modelo ETH, todos presentan sesgos de signo positivo en el sector suroeste. Los resultados del Q90 de t_{2min} en las demás estaciones se presentan en el Anexo 3 (figs. A3.11 y A3.12).

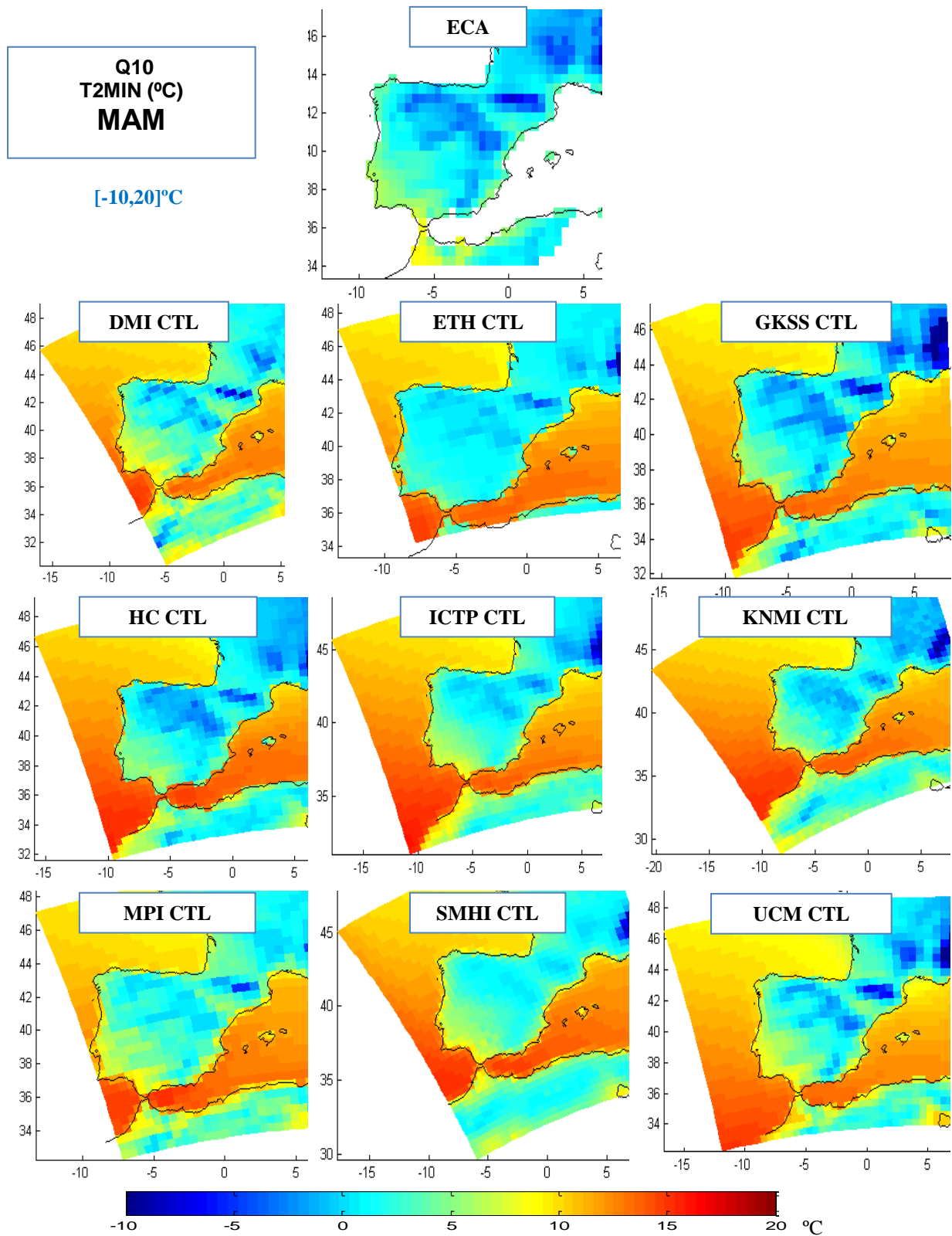


Figura 3.19 Mapas del cuantil 10 (Q10) de t_{2min} diaria en **primavera** (MAM) de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

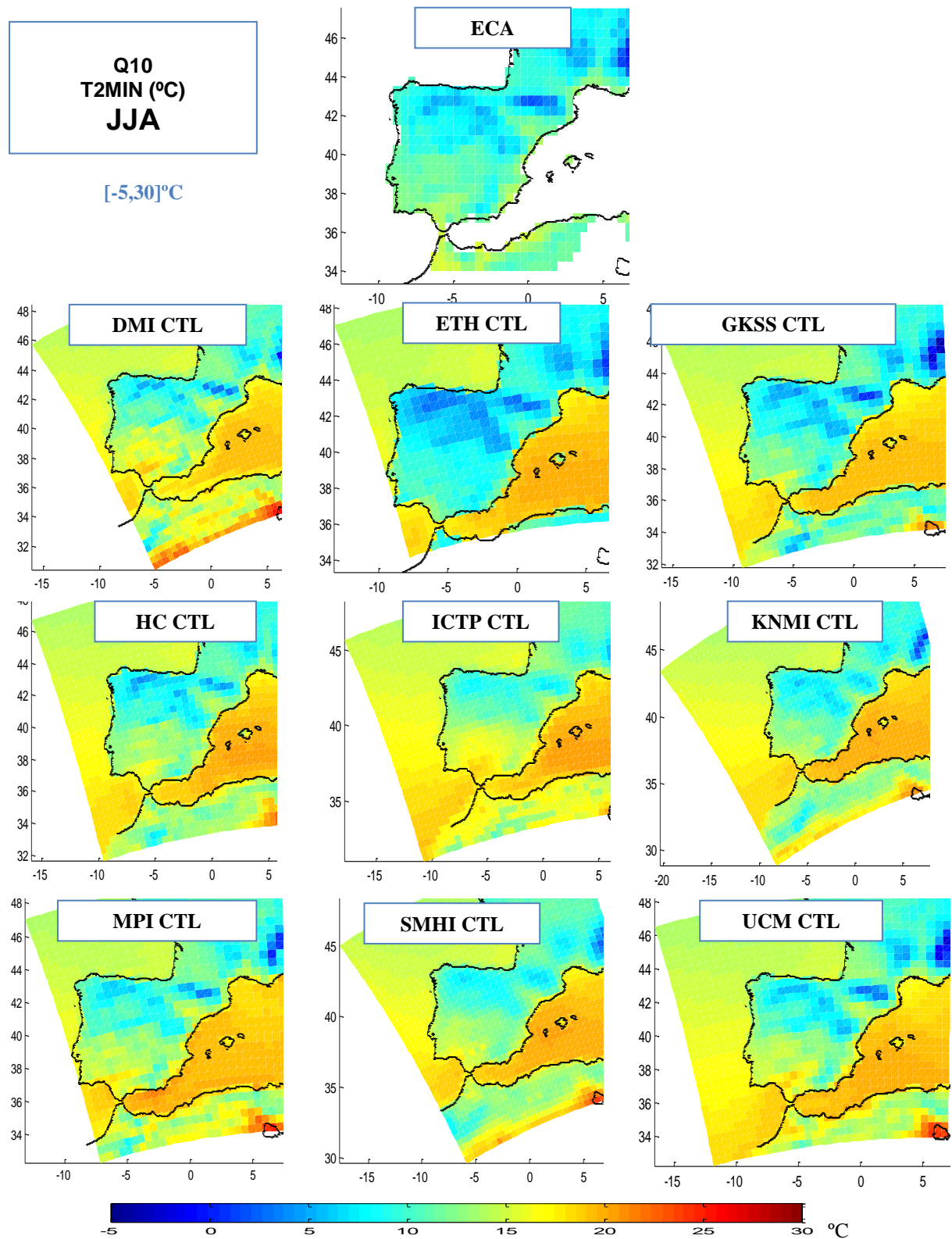


Figura.3.20A Mapas del cuantil 10 (Q10) de t_{2min} diaria en **verano** (JJA) de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

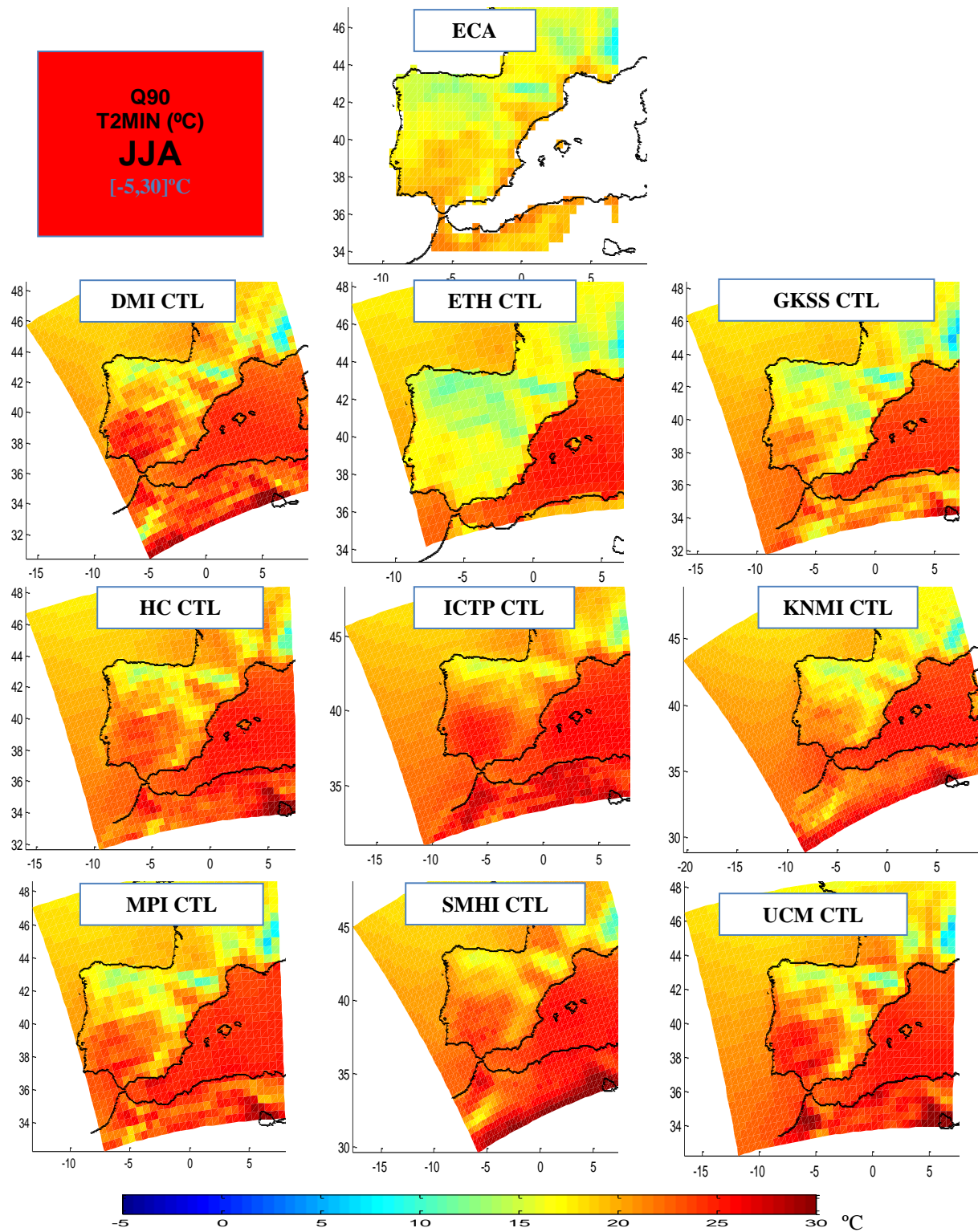


Figura 3.20B Mapas del cuantil 90 (Q90) de t2min diaria en **verano** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

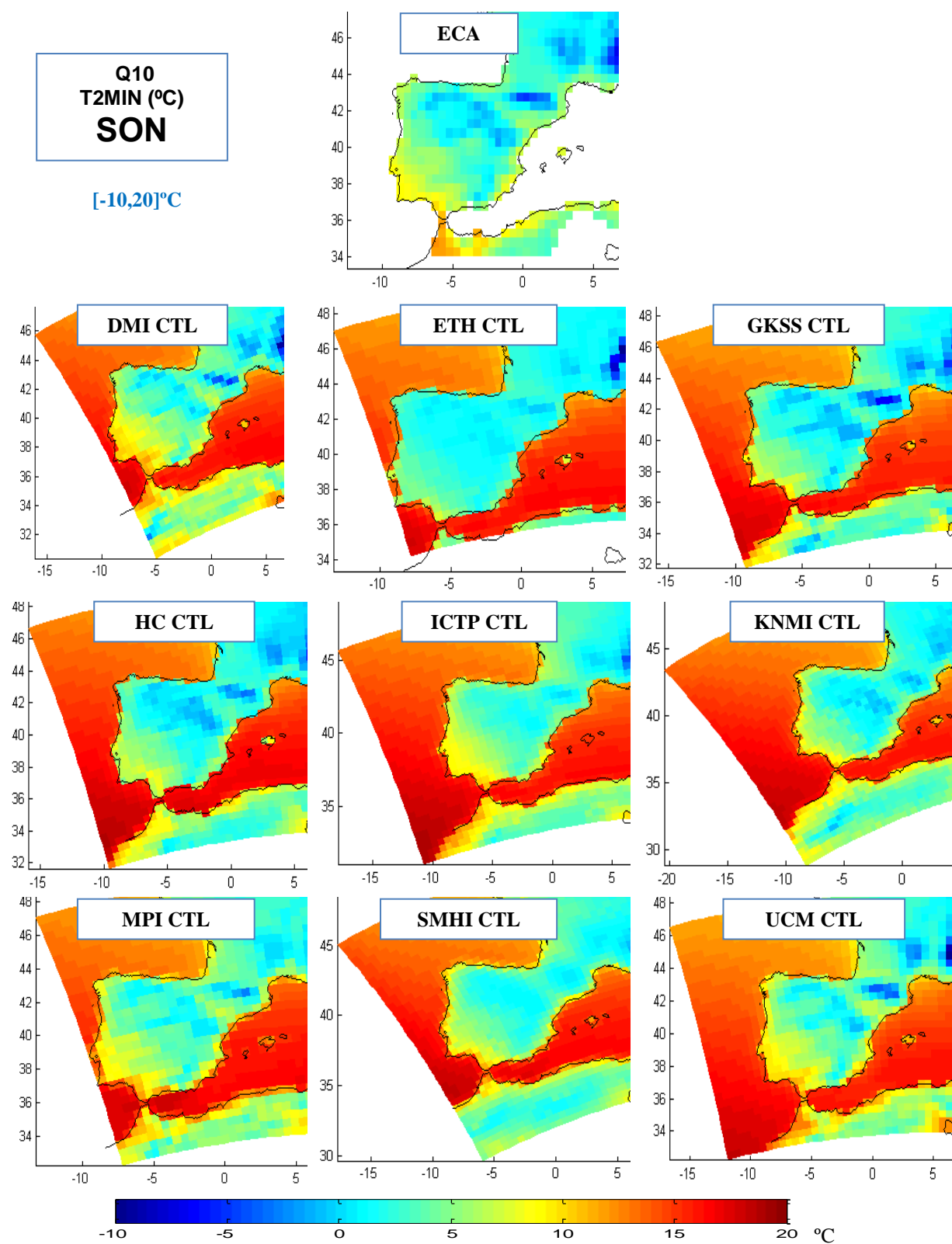


Figura 3.21 Igual que la figura 3.19 pero en **otoño (SON)**

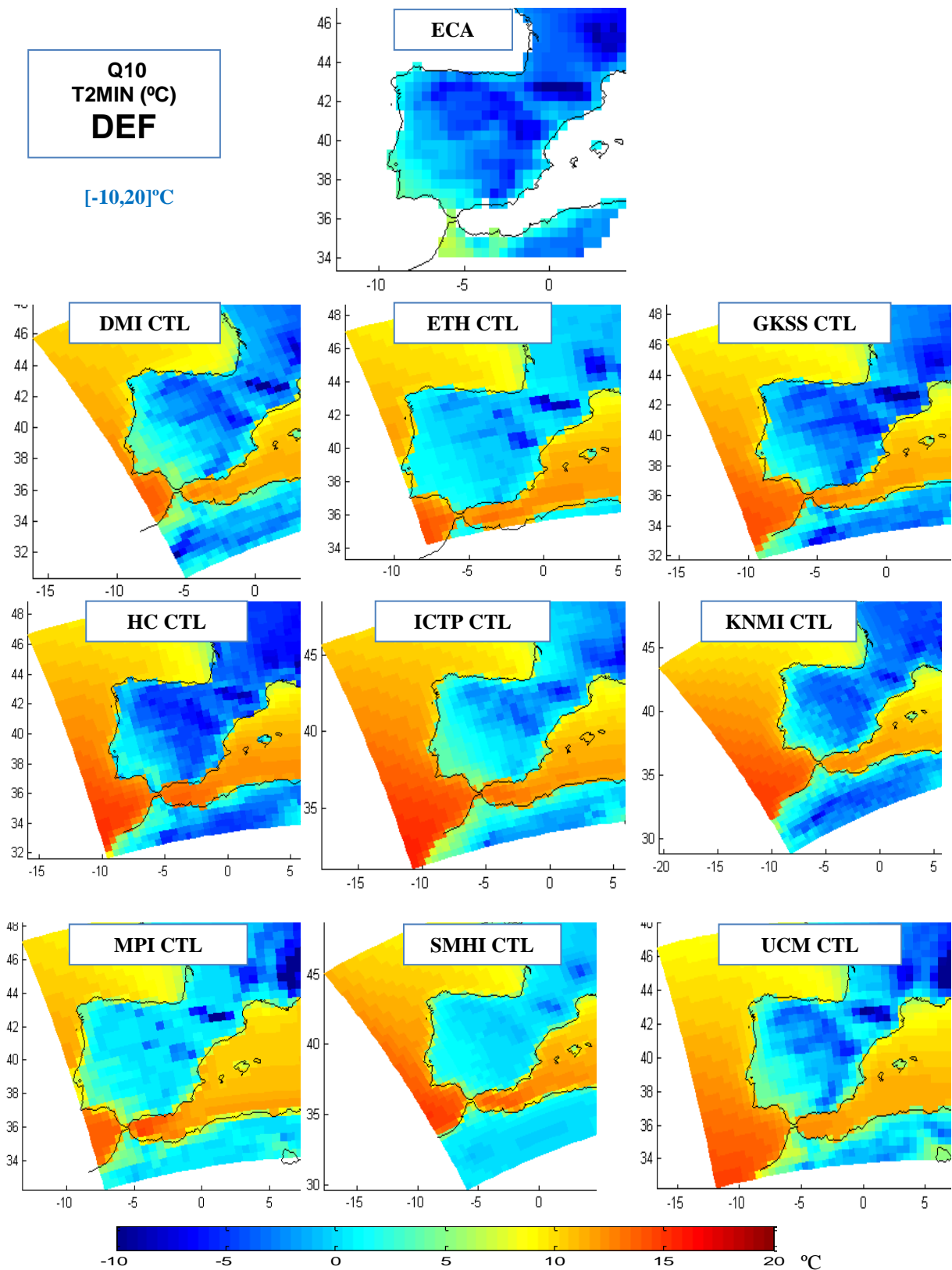


Figura 3.22 Igual que la figura 3.19 pero en **invierno** (DEF)

Como resumen, puede decirse que los modelos reproducen más aceptablemente la distribución geográfica de los valores extremos de t_{2min} de ECA que los valores promedio, aunque presentan sesgos de diferente signo que en general son más altos en el periodo estival (JJA).

3.2.3 Valores de retorno de temperatura mínima a dos metros de la superficie

Igual que con las temperaturas máximas diarias, se ha comprobado que los valores de retorno de las temperaturas mínimas no cambian prácticamente si para deducirlos se toman uno, tres o cinco valores diarios en cada año y estación (figura A3.12 del Anexo 3). Por tanto, en este análisis se consideran los valores de retorno deducidos tomando días individuales.

Por otra parte, se han elaborado también los mapas con valores de retorno de 5, 10 y 50 años de las t_{2min} diarias, que se presentan en el Anexo (figura A3.13 y cuadro A3.6 del Anexo 3). Lo más aparente que se observa en ellos es que cuanto menor sea el periodo de retorno, más queda resaltado el efecto topográfico (más contraste térmico entre mayores y menores altitudes de las celdillas), mientras que en el caso de los VR50 se llegan a alcanzar en invierno valores por debajo de -10°C también en ambas mesetas centrales.

En las figuras 3.23 a 3.26 se muestran los valores de retorno de cincuenta años en las cuatro estaciones simulados por los modelos regionales y deducidos de los datos de ECA. De nuevo hay que advertir que las celdillas que aparecen en blanco son aquellas rechazadas por el ajuste de GEV (ver Capítulo 2).

En primavera (fig. 3.23) y otoño (fig. 3.25) la mayor parte de los modelos (6 de 9) presentan distribuciones bastante semejantes a las de ECA, mientras que en aquellos otros donde abundan las celdillas en blanco las diferencias con ECA son mayores. En verano, aunque las distribuciones espaciales de los modelos son bastante semejantes a ECA, la mayoría presentan sesgos positivos en el sector suroeste (fig. 3.24). Finalmente, en invierno (fig. 3.26) en general los modelos reproducen de forma aceptable las distribuciones de VR50 deducidas de ECA, aunque en tres de ellos (MPI, SMHI) los sesgos positivos son notables, coincidiendo con ser aquellos con un gran número de celdillas rechazadas por el test (en blanco).

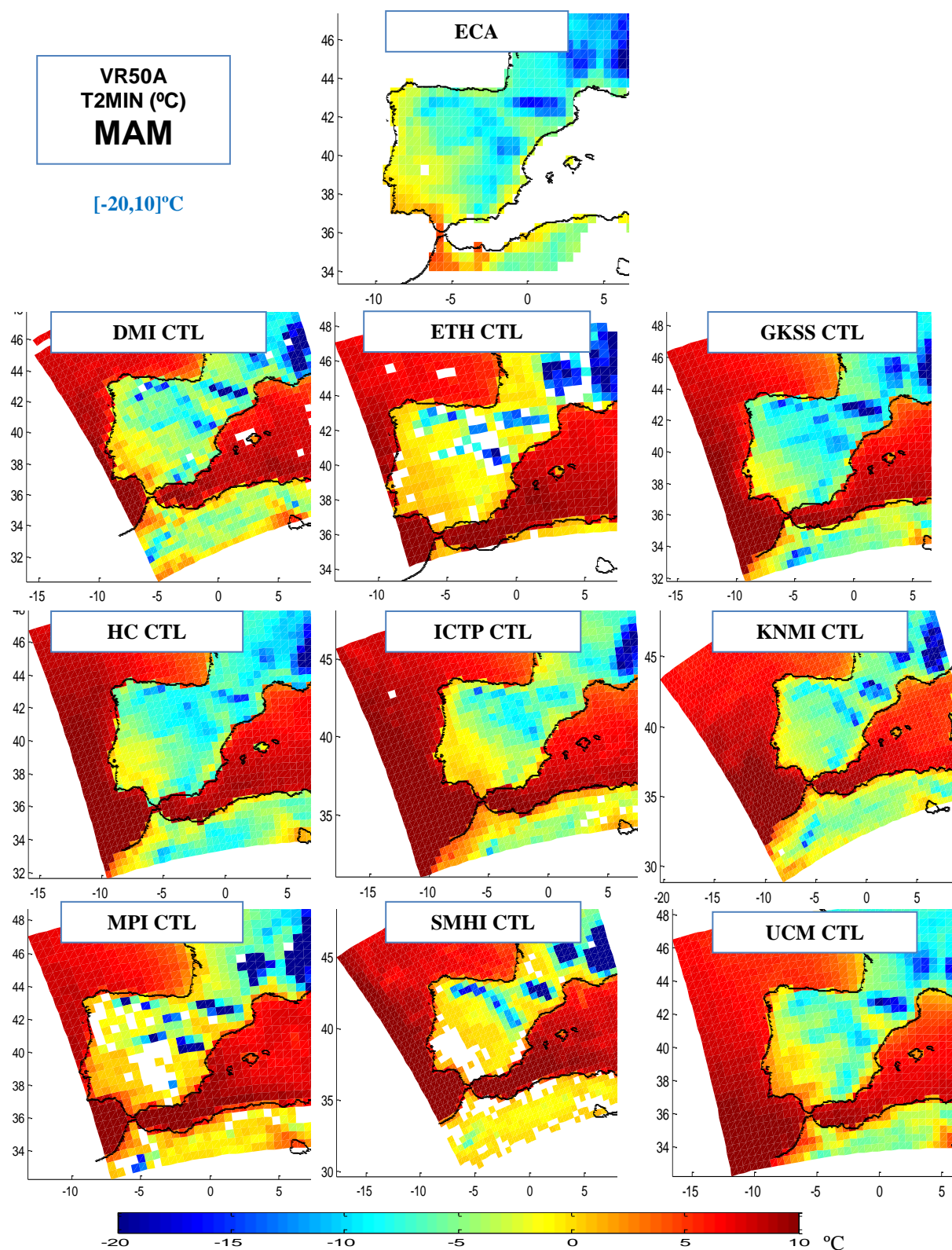


Figura 3.23 Mapas de los valores de retorno de 50 años de las t_{2min} diarias en **primavera** (MAM) de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) . En los mapas las celdillas rechazadas en blanco En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

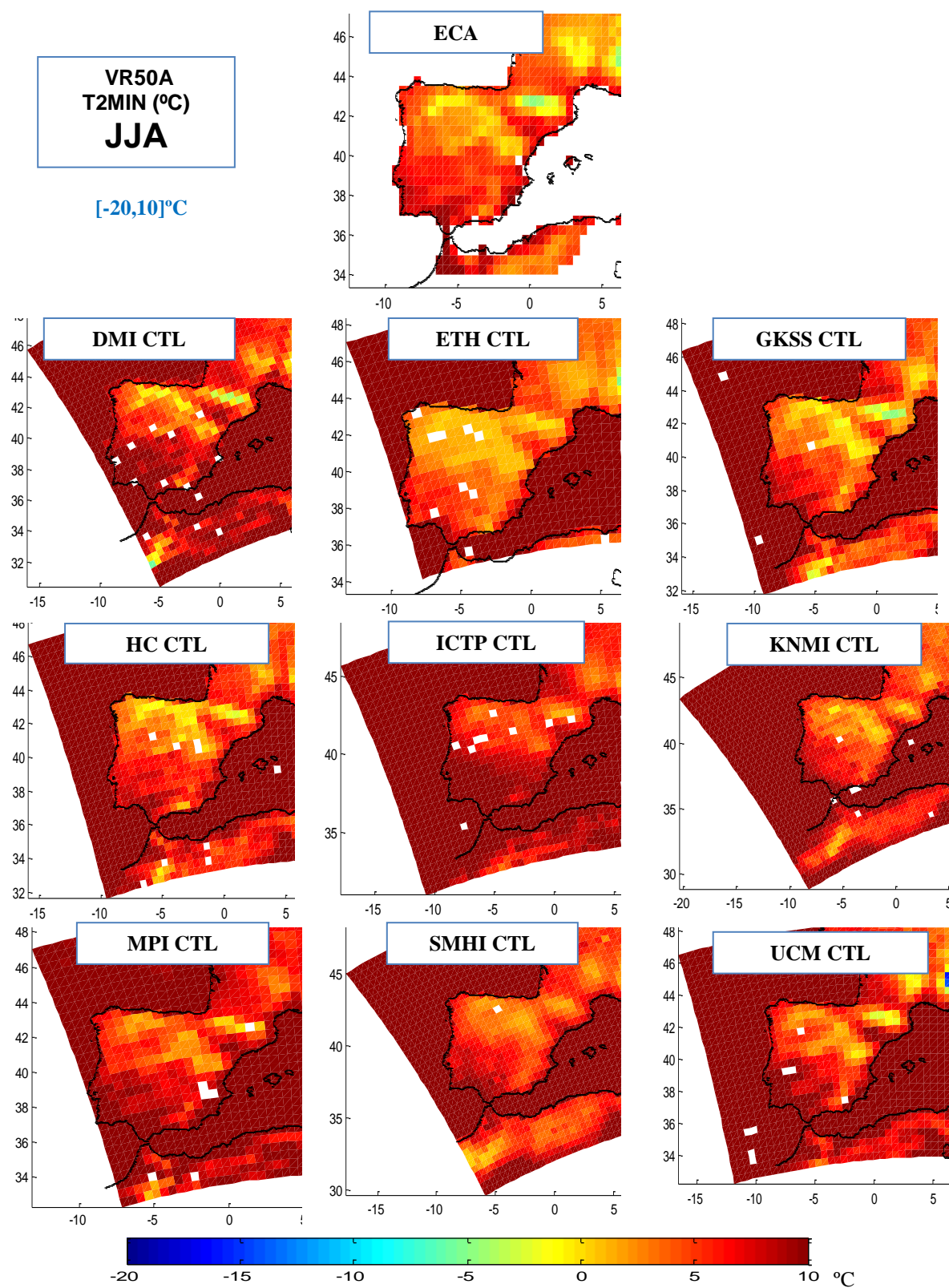


Figura 3.24 Igual que la figura 3.22 pero en **verano (JJA)**

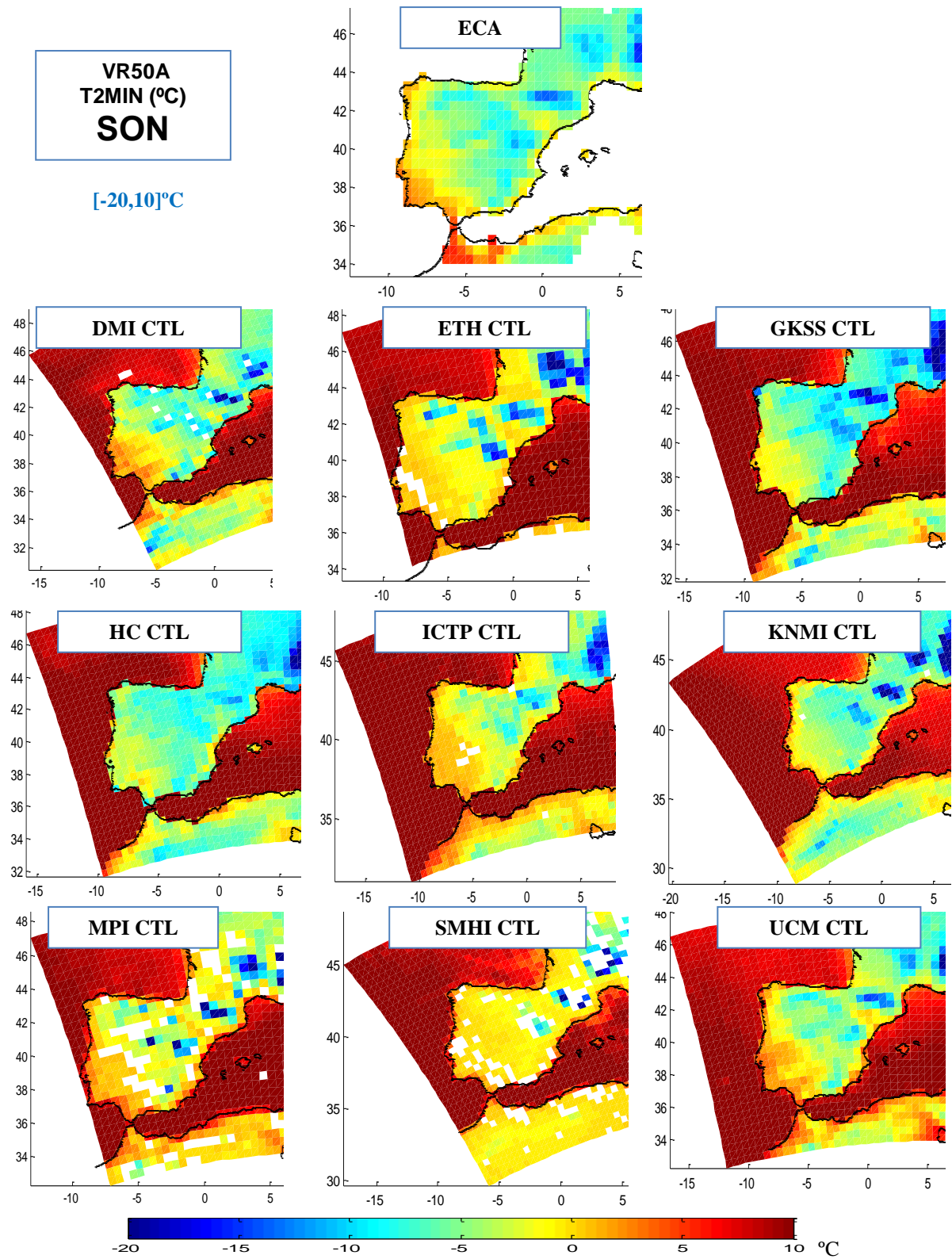


Figura 3.25 Igual que la figura 3.22 pero en otoño (SON)

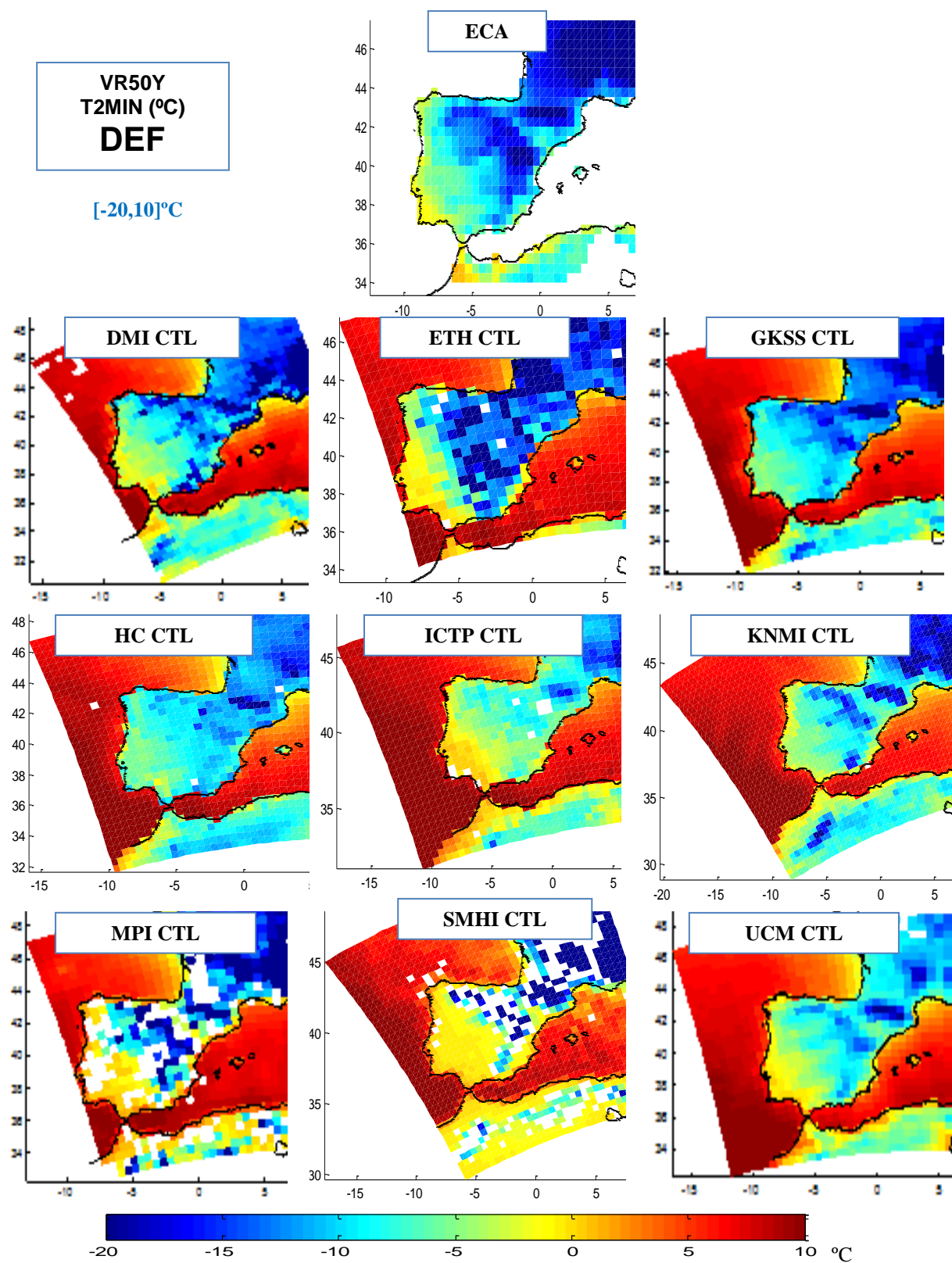


Figura 3.26 Igual que la figura 3.22 pero en **invierno** (DEF)

Como resumen de esta evaluación de periodos de retorno VR50 de t2min diarias, cabe señalar que la mayoría de los modelos reproducen aceptablemente su distribución

geográfica de ECA, aunque presentan sesgos de diferente signo, pero en general son positivos en el periodo estival (JJA). (Cuadro A3.7 del Anexo 3)

Para finalizar este apartado sobre la evaluación de los resultados de extremos de temperatura mínima diaria (t_{2min}), a continuación se presenta un cuadro resumen con las conclusiones de carácter cuantitativo más resaltables.

MEDIA DE TEMPERATURA MÍNIMA ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares La mayor parte de los modelos simula valores de t_{2min} notablemente más cálidos que ECA en el sector suroeste excepto ETH. ICTP, MPI y SMHI aumentos de 2-3° C en el resto de la Península.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares En DMI, HC, ICTP, MPI y UCM temperaturas mínimas muy altas en la mitad sur de la península. Valores simulados por los modelos notablemente más cálidos (3°C - 5°C) que ECA en el sector suroeste, pero similares en el resto de la Península, excepto el modelo ETH cuyas t_{2min} presentan un sesgo negativo casi generalizado respecto a ECA.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares El triángulo suroeste de la península muestra temperaturas mínimas muy altas en otoño. ECA muestra gran parte de la península, mitad norte, con temperaturas bajo cero, DMI, ETH, GKSS, HC, KNMI, MPI, UCM muy parecidos y en los sistemas montañosos temperaturas inferiores a cero.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares Todos los modelos en CONTROL son muy parecidos a ECA.</p>

PERCENTILES DE TEMPERATURA MÍNIMA ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares Las distribuciones espaciales de este percentil simulados por los modelos se asemejan más a los deducidos de ECA que los promedios diarios. El comportamiento de los RCMs HC, GKSS, KNMI parecidos a ECA. El resto, temperaturas más altas, sesgos positivos.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares Temperaturas muy altas en toda Península Ibérica sobre todo zona meridional. Todos los modelos excepto ETH tienen sesgos positivos respecto ECA.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares Los sistemas montañosos en ECA presentan temperaturas entre -10°C y -5°C, los modelos en CONTROL también. Salvo GKSS los modelos temperaturas más elevadas que ECA.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares DMI, HC, GKSS, KNMI muy parecidas distribuciones a ECA ICTP y SMHI sesgos positivo.</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÍNIMA ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares ECA presenta temperaturas inferiores a -10°C en Pirineos, Sistema Ibérico, Serranía de Cuenca en primavera y otoño. La otra mitad de la PI en primavera y otoño próximas a cero grados, pero en invierno entre -5 y -10°C y el sur de Portugal y Cádiz, Huelva próximas a 0°C en invierno y hasta cinco en primavera y otoño. En primavera y otoño la distribución de los valores de retorno de cincuenta años de las temperaturas mínimas es parecida, un poco más amplias las zonas de temperaturas bajo cero en primavera, ya que en otoño no aparece el Sistema Ibérico y en primavera sí.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares Los modelos son bastante semejantes a ECA, la mayoría presentan sesgos positivos en el sector suroeste.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares ECA La distribución en primavera y otoño es muy parecida salvo en Picos de Europa que en primavera, sorprendentemente alcanza temperaturas inferiores.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares En ECA Sierra Nevada, Sistema Ibérico y tercio norte y Pirineos -15°C En invierno, trazando diagonal desde León hasta Sierra Nevada el triángulo superior presenta temperaturas de -15°C exceptuando la costa y cuenca del Ebro que es de -5°C a -10°C. MPI, SMHI: los sesgos positivos son notables, CTL Temperaturas superiores a las de ECA en la mitad sur aunque en las montañas también muy bajas</p>

3.3. Precipitación

Igual que con las variables t_{2max} y t_{2min} , en este apartado se compararán los resultados de la precipitación simulada por los modelos regionales en clima pasado reciente (CONTROL) con los deducidos de la base de datos de ECA. Primero se analizan los promedios estacionales de la precipitación diaria, a continuación la intensidad media de precipitación en días lluviosos, después sus percentiles extremos y finalmente los valores de retorno a 50 años.

3.3.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En las figuras 3.27 a 3.30 se muestran los mapas de medias estacionales de precipitación diaria (en mm/día) simuladas por todos los modelos regionales en condiciones de clima pasado reciente (CONTROL) para compararlos con los que ofrece la base de datos ECA en el mismo periodo (1961-1990). En las escalas de colores de estos mapas, adviértase que el rojo corresponde a valores altos y el azul a valores bajos de precipitación. Este mismo criterio se ha seguido en el resto de la Tesis.

En general los modelos reproducen de forma muy aceptable la distribución geográfica y la estacionalidad de la precipitación media. Así, en primavera (fig. 3.27) los modelos sitúan

correctamente los máximos de precipitación en el noroeste y norte de la Península, aunque DMI y HC no presentan distribuciones tan homogéneas como el resto de modelos (como se observó en los resultados de $t_{2\max}$ y $t_{2\min}$ de tales modelos), y los sesgos se mantienen por debajo de 1 mm/día. En verano (fig. 3.28) los modelos también localizan correctamente los máximos en el Cantábrico oriental, Pirineos y cordillera Ibérica, siendo el DMI el único que presenta sesgos negativos superiores a 1 mm/día en dichas zonas.

En otoño (fig. 3.29) los resultados se asemejan bastante a los de primavera, pues los modelos sitúan correctamente los máximos de precipitación, los sesgos se mantienen en general por debajo de 1 mm/día y los dos modelos con distribuciones menos homogéneas son también DMI y HC. Finalmente, en invierno (fig. 3.30) los modelos también presentan los máximos en la zona correcta (noroeste) y con valores muy próximos a ECA, de nuevo DMI y HC presentan distribuciones “ruidosas”, pero quizá lo más resaltante es que los sesgos son todos negativos (y a veces superiores a 1 mm/día) en el sector suroeste, lo que podría indicar una influencia del modelo global al que se anidaron estos modelos regionales. En el cuadro A3.8 del Anexo 3 se pormenoriza la distribución de los promedios de precipitación en otoño e invierno

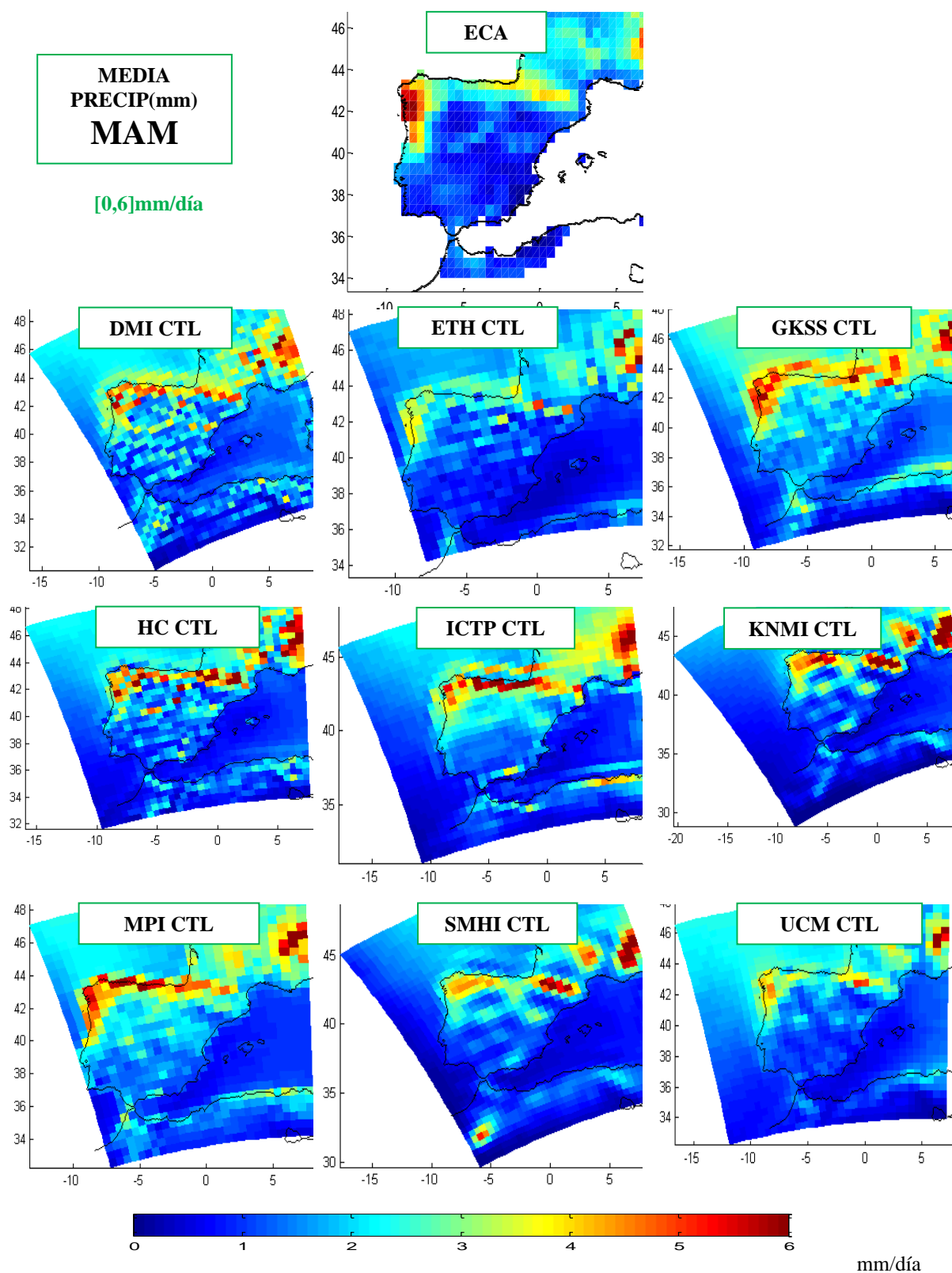


Figura 3.27 Promedios de precipitación diaria en **primavera** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

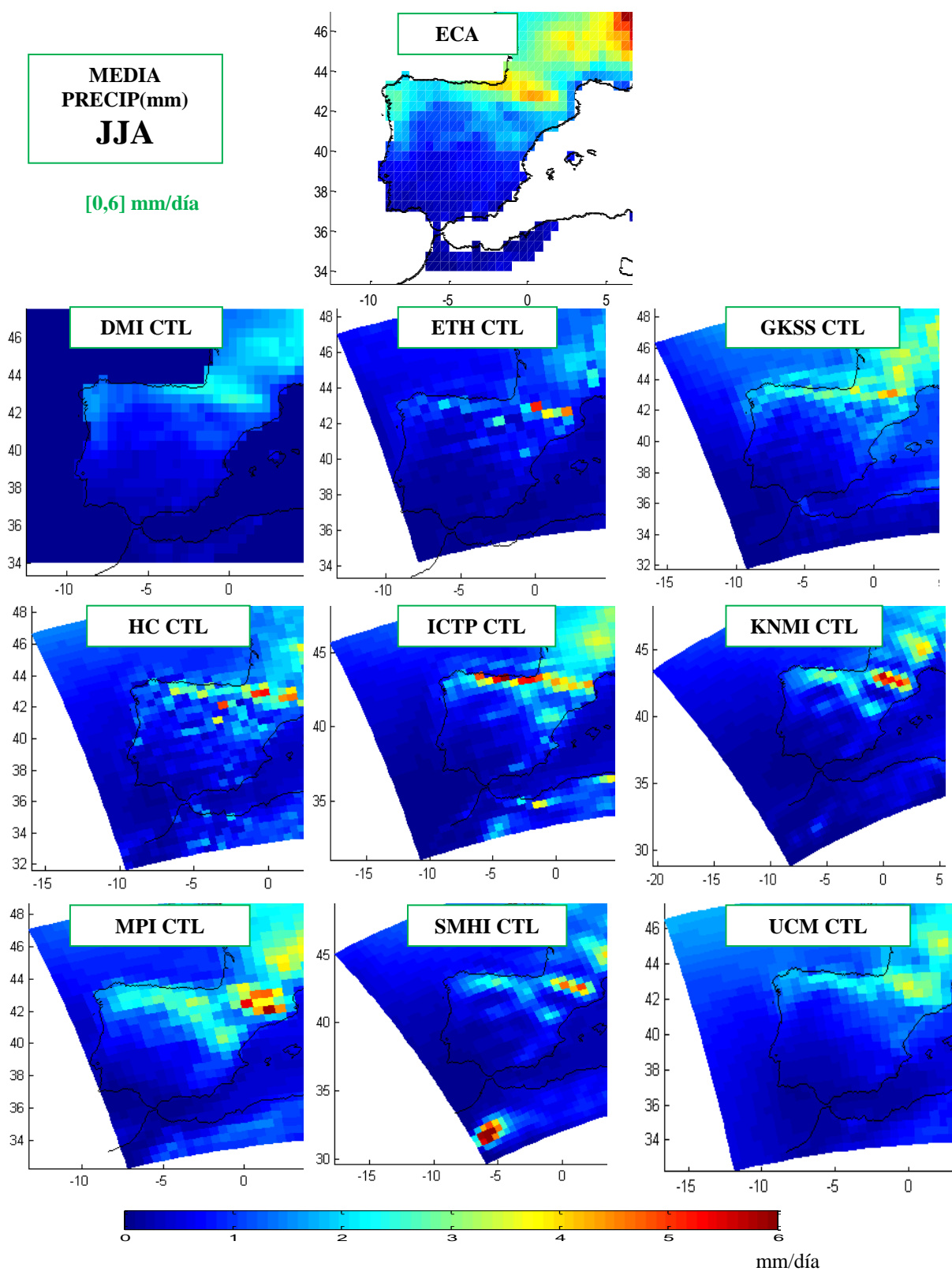


Figura 3.28 Igual que la figura 3.27 pero en **verano (JJA)**

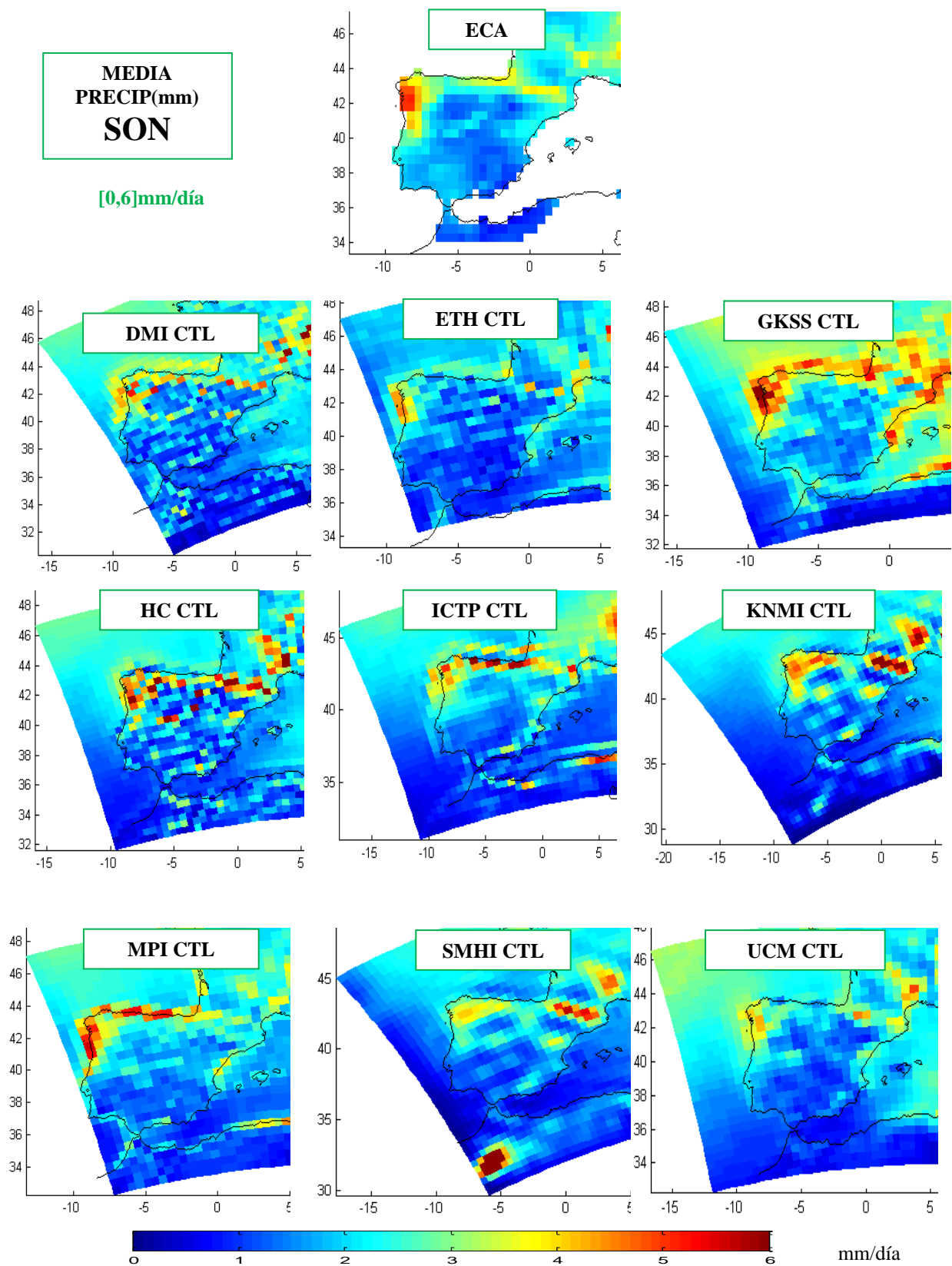


Figura 3.29 Igual que la figura 3.27 pero en otoño (SON)

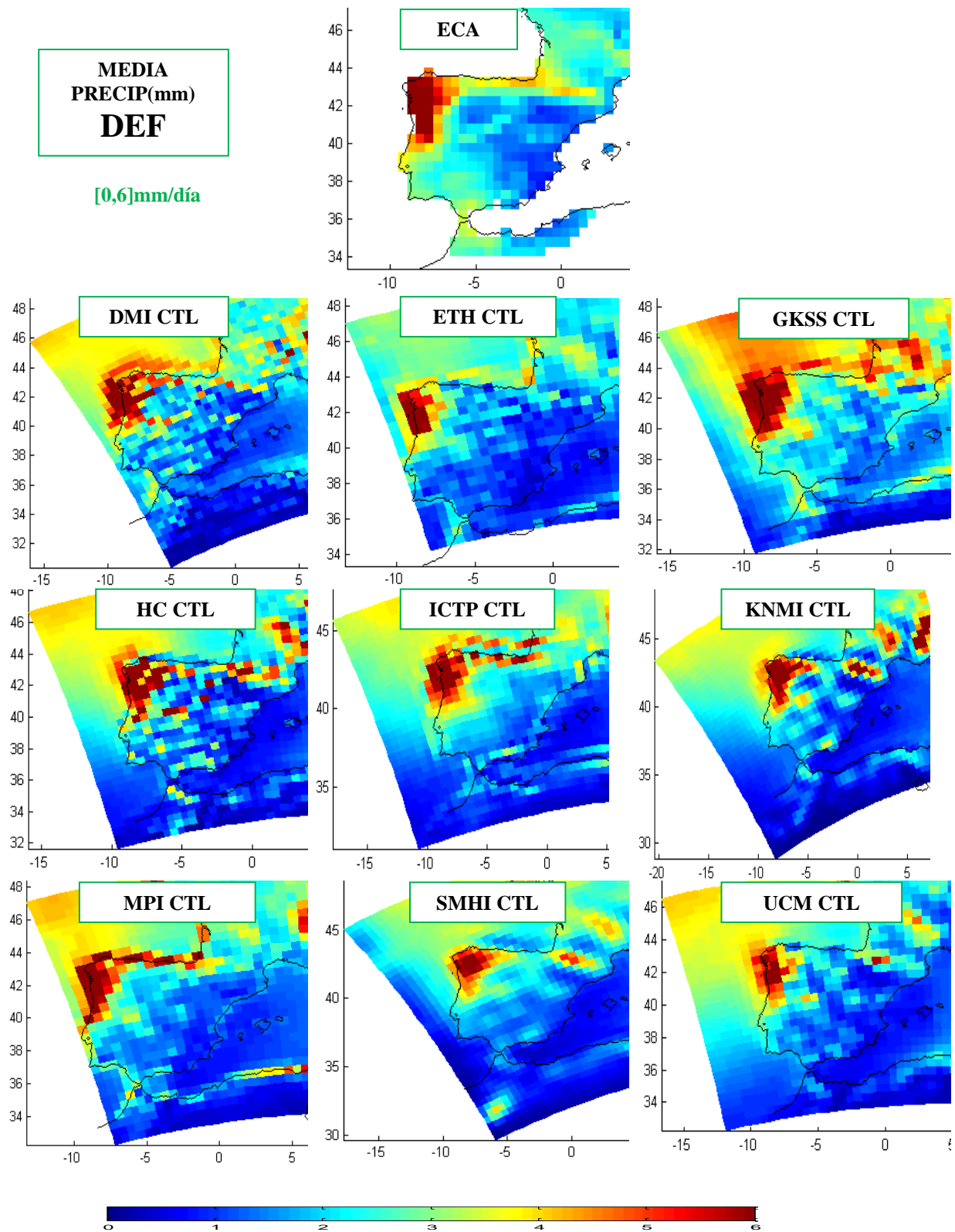


Figura 3.30 Igual que la figura 3.27 pero en **invierno (DEF)**

3.3.2 Intensidad media y frecuencia relativa de precipitación en días lluviosos

Además de los promedios estacionales de precipitación antes presentados, en este apartado se evalúan los resultados de la intensidad y la frecuencia de precipitación relativa para distinguir entre los regímenes de lluvia prevalentes en una determinada región. Puede haber una donde haya lluvias intensas pero poco frecuentes con un valor de precipitación media igual a otra zona con lluvias más moderadas y frecuentes.

Para calcular la intensidad media y la frecuencia relativa de la precipitación diaria se han seleccionado solo los “días lluviosos”, entendiendo por tales aquellos en que la precipitación acumulada en las 24 horas es igual o superior a 1 mm. Con estos días se han derivado los promedios estacionales de la intensidad de precipitación simulada por los modelos y la analizada por ECA, y la frecuencia relativa se determina dividiendo el número de “días lluviosos” por el total de días en cada estación. Aquí hay que tener en cuenta que los modelos consideran 12 meses de 30 días cada uno, mientras que ECA utiliza el calendario oficial. Por tanto el número total de días en ECA en el periodo 1961-90 es 2760 en primavera (MAM) y verano (JJA), 2730 en otoño /SON) y 2530 en invierno (DEF), pues se incluyen solo 28 inviernos, mientras que en los modelos hay 2700 días en todas las estaciones, menos en invierno que hay 2520 días porque también se consideran solo 28 inviernos. El proceso de trabajo puede consultarse en el cuadro A3.9 del Anexo 3

En las figuras 3.31 a 3.34 se presentan los mapas correspondientes a las intensidades medias estacionales simuladas por los modelos y las derivadas de ECA. En ellos se observa claramente que hay determinadas zonas en la Península donde las lluvias presentan una mayor torrencialidad, que esencialmente son el norte y noroeste, el este y noreste y el extremo sur. En primavera (fig. 3.31), la mayor parte de los modelos localiza correctamente las zonas con mayores intensidades medias (noroeste, Pirineos, Levante y sur de Andalucía) y en general los sesgos se mantienen inferiores a 2 mm/día, excepto en el modelo DMI. En verano (fig. 3.32) es cuando los modelos presentan más discrepancias con ECA, unos con sesgos negativos bastante generalizados (DMI, HC) y otros con sesgos positivos en Levante (ETH, UCM) y centro peninsular (ICTP). Esto es explicable por el escaso número de “días lluviosos” que se observan en esta estación del año en la mayor parte del territorio peninsular, lo que reproducen bien los modelos, y el típico carácter tormentoso, torrencial y generalmente disperso de las lluvias estivales, lo que lógicamente amplifica las diferencias entre modelos.

En otoño (fig. 3.33), la mayor parte de los modelos reproduce aceptablemente la ubicación de las zonas con lluvias más torrenciales (noroeste, sur y Levante), y también los valores de intensidad en dichas zonas, aunque de nuevo los modelos DMI y HC presentan claros

sesgos negativos en sur y Levante. Y en invierno (fig. 3.34), es la estación en que mejor simulan los modelos las máximas intensidades de precipitación (por encima de 9 mm/día en promedio) y las ubican en las zonas que indican los datos de ECA (oeste-noroeste y sur).

La frecuencia relativa estacional de “días lluviosos” que se observa en la Península se caracteriza por un acusado gradiente del SE al NW, y por estar comprendida entre valores máximos de hasta el 70% que se registran en el norte-noroeste en invierno y valores prácticamente nulos durante el verano en la mayor parte de la mitad sureste. Esto se puede observar en las figuras 3.31 a 3.34, donde en su esquina superior derecha se han incluido también los mapas con las distribuciones estacionales de la frecuencia relativa derivadas de los datos de ECA. Precisamente no se ha considerado necesario incluir los mapas de frecuencia relativa estacional simulada por los modelos, a causa de que todos ellos la reproducen bastante bien, tanto su distribución geográfica como los valores máximos y mínimos. No obstante, para que esto pueda comprobarse, los mapas con los resultados de los modelos se presentan en el Anexo 3 (figs. A3.14 a A3.17).

También en el Anexo 3 se puede consultar el cuadro A3.10 donde se explican de forma cuantitativa la distribución de la intensidad de precipitación de días lluviosos (con la correspondiente frecuencia relativa) en las estaciones de otoño e invierno.

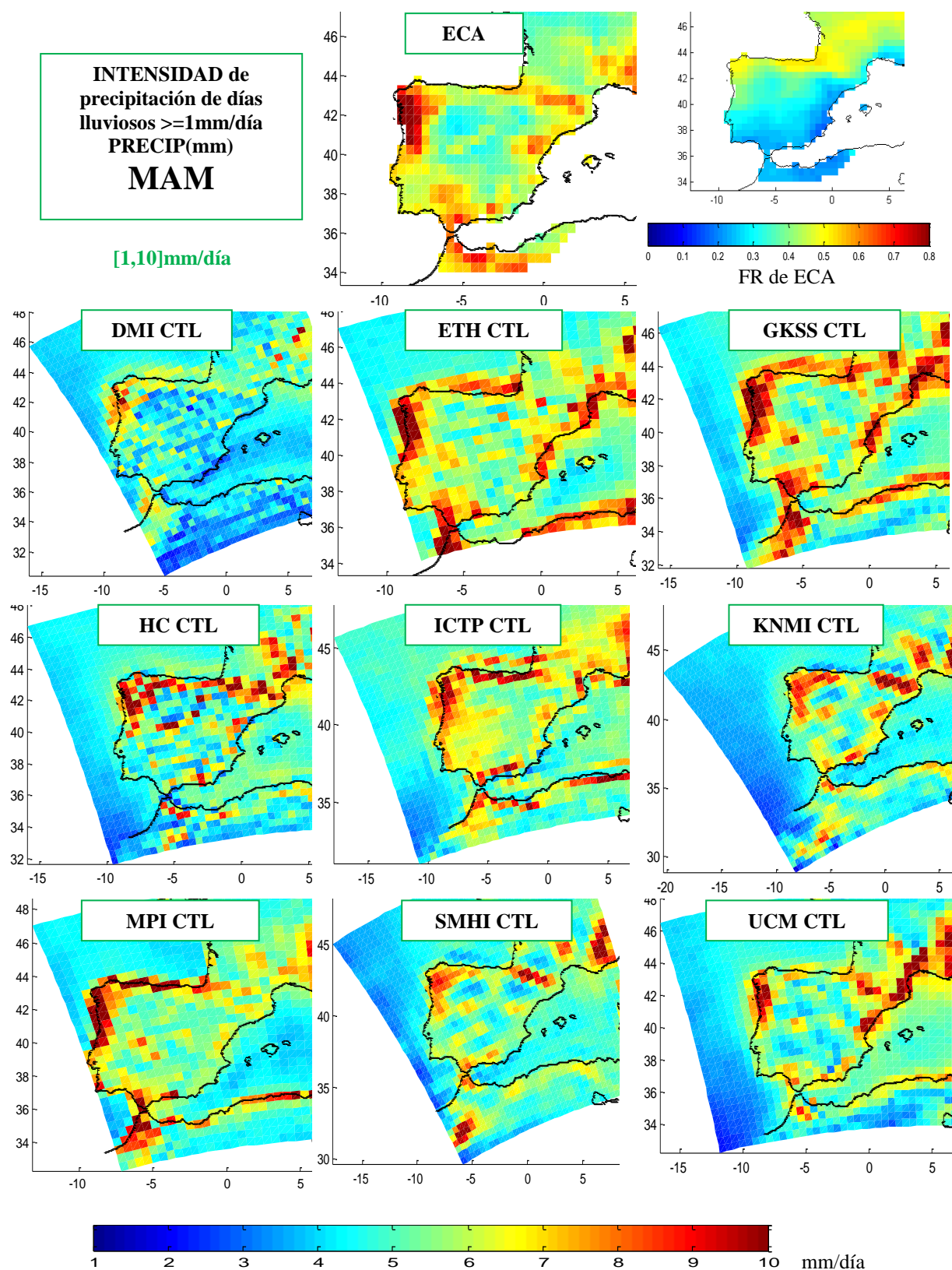


Figura 3.31 Intensidad de precipitación de días lluviosos en **primavera** (MAM) de ECA y los nueve RCMs RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados .Imagen superior derecha: Frecuencia relativa días lluviosos [0,0.8] (%) de ECA

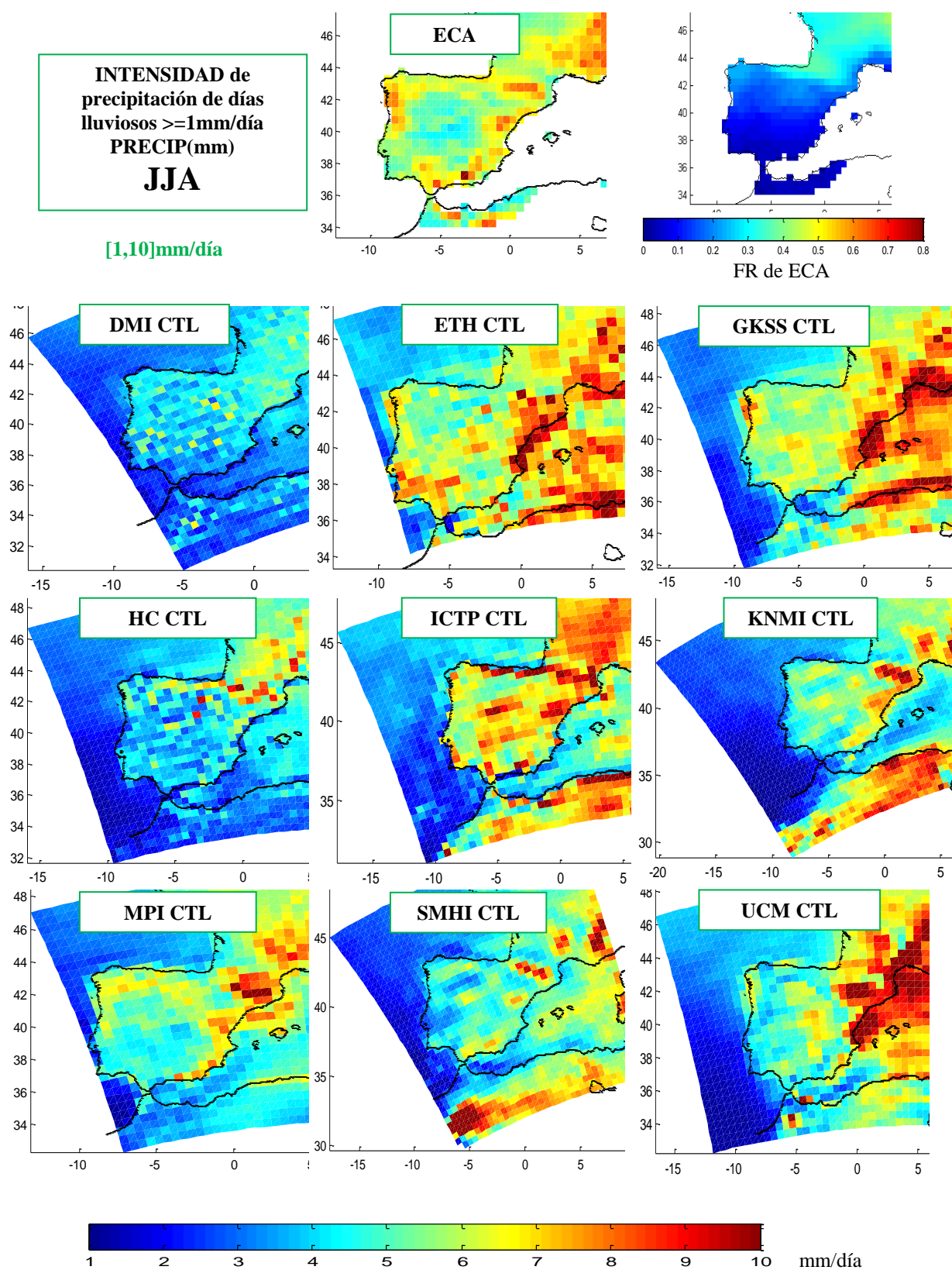


Figura 3.32 Igual que la figura 3.31 pero en **verano (JJA)**

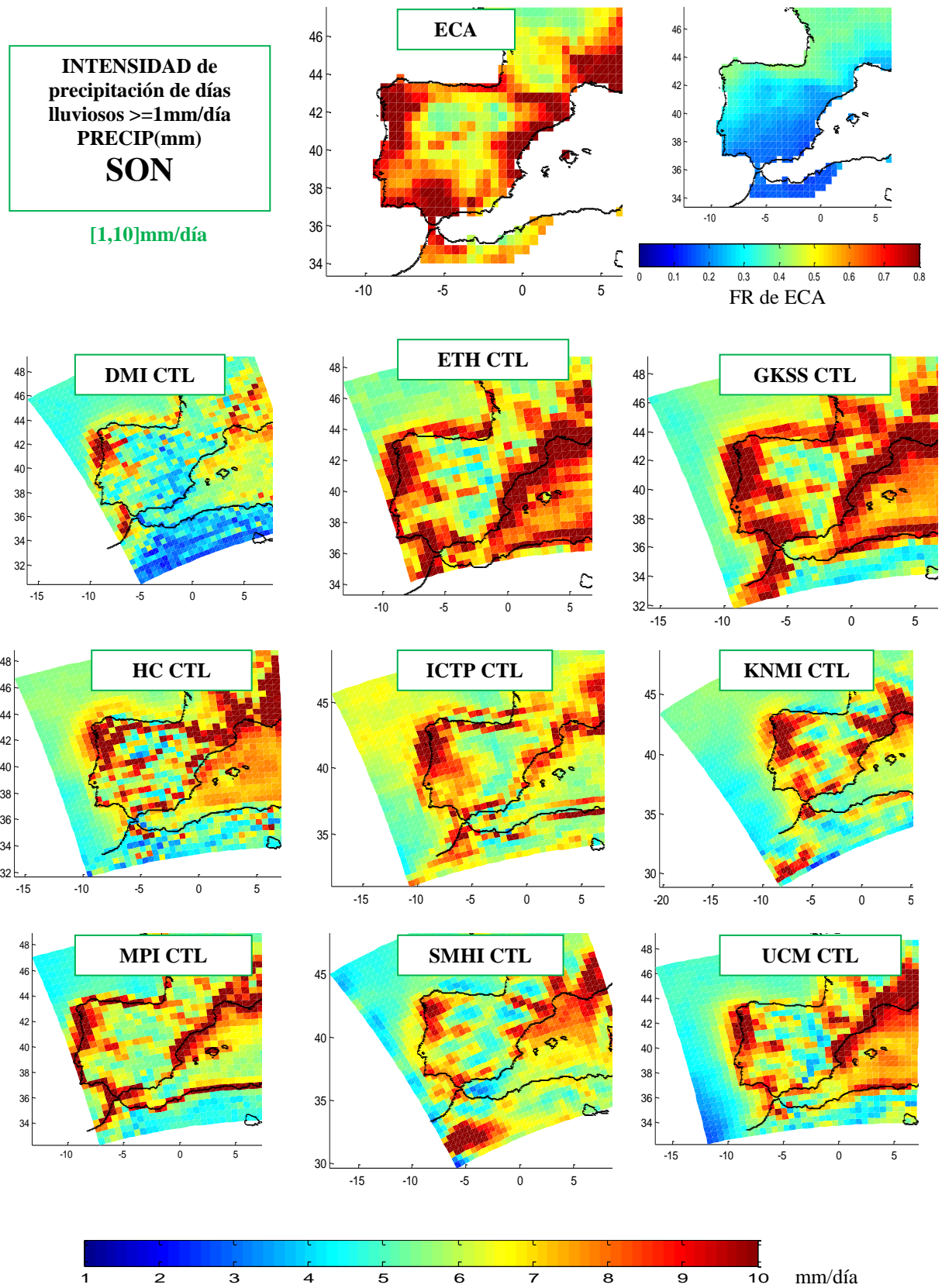


Figura 3.33 Igual que la figura 3.31 pero en **otoño**

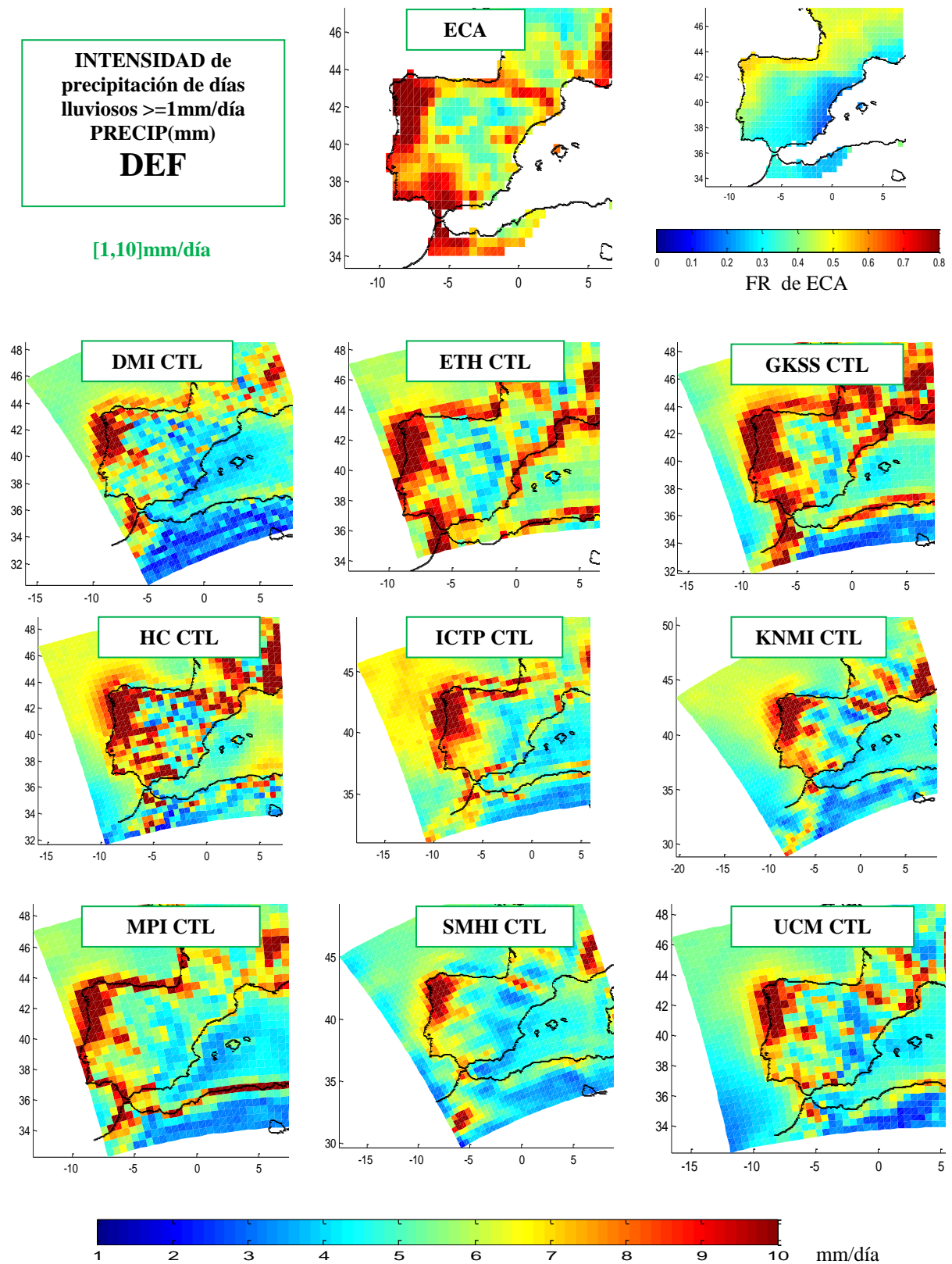


Figura 3.34 Igual que la figura 3.31 pero en **invierno**

3.3.3 Percentiles de precipitación en días lluviosos

Con el percentil Q90, se pretende identificar los valores de precipitación diaria que sólo superan un 10% de días con lluvia en una determinada región; es decir eventos muy excepcionales. Por tanto, también para este análisis sólo se tendrán en cuenta los llamados “días lluviosos” (con precipitación acumulada en 24 horas igual o superior a 1 mm), tanto los simulados por cada uno de los modelos en el experimento de CONTROL, como los analizados por ECA en el periodo 1961-1990. Y de nuevo hay que advertir que el número de “días lluviosos” en cualquier estación no tiene por qué ser igual entre los modelos o ECA, o que incluso podría haber celdillas en que el número total de “días lluviosos” en una determinada estación, durante los 30 años considerados, resultase inferior a 10, en cuyo caso el valor asignado a Q90 sería el valor máximo absoluto. Los mapas de las cuatro estaciones correspondientes al percentil Q95 se pueden consultar en la figuras A3.18 y A3.19 del Anexo 3 y las correspondientes explicaciones cuantitativas de los percentiles Q90 y Q95 en las estaciones más lluviosas (cuadro A3.11 otoño y cuadro A3.12 invierno).

En la figuras 3.35 a 3.38 se muestran los mapas estacionales de los valores del cuantil 90 de la precipitación en “días lluviosos”. En ellas se puede apreciar que la localización geográfica de las zonas con los máximos valores de Q90 es en general similar a la de los máximos de intensidad de lluvia comentados en el apartado anterior. Y algo semejante puede decirse sobre el comportamiento de los modelos. En primavera (fig. 3.35) todos los modelos, excepto el KNMI, localizan correctamente el máximo en el noroeste, aunque la mayoría lo minusvalora. En verano (fig. 3.36) la mayoría de modelos coinciden con ECA en simular valores por debajo de 15 mm en las regiones del interior, excepto ICTP, y en torno a ese valor en las zonas periféricas. Algunos modelos simulan máximos superiores a 30 mm en zonas sobre el mar Mediterráneo próximas a la costa que, obviamente, no se recogen en los datos de ECA basados en observaciones en tierra.

En otoño (fig. 3.37) la mayoría de modelos localizan los valores máximos (con valores próximos a 30 mm) en el noroeste, Levante y extremo sur de la Península (excepto ICTP y SMHI). Finalmente, en invierno (fig. 3.38) todos los modelos simulan de forma bastante aceptable la localización y el valor del máximo en el noroeste, y la de un máximo secundario en el extremo sur (unos 20 mm) excepto ICTP, SMHI y UCM.

Como resumen, puede decirse que en general, siempre hay una mayoría de modelos que localiza correctamente la ubicación de las zonas con los extremos estacionales de la precipitación diaria y también cuantifica su valor de forma muy aceptable, excepto en verano donde tienden a presentar sesgos negativos.

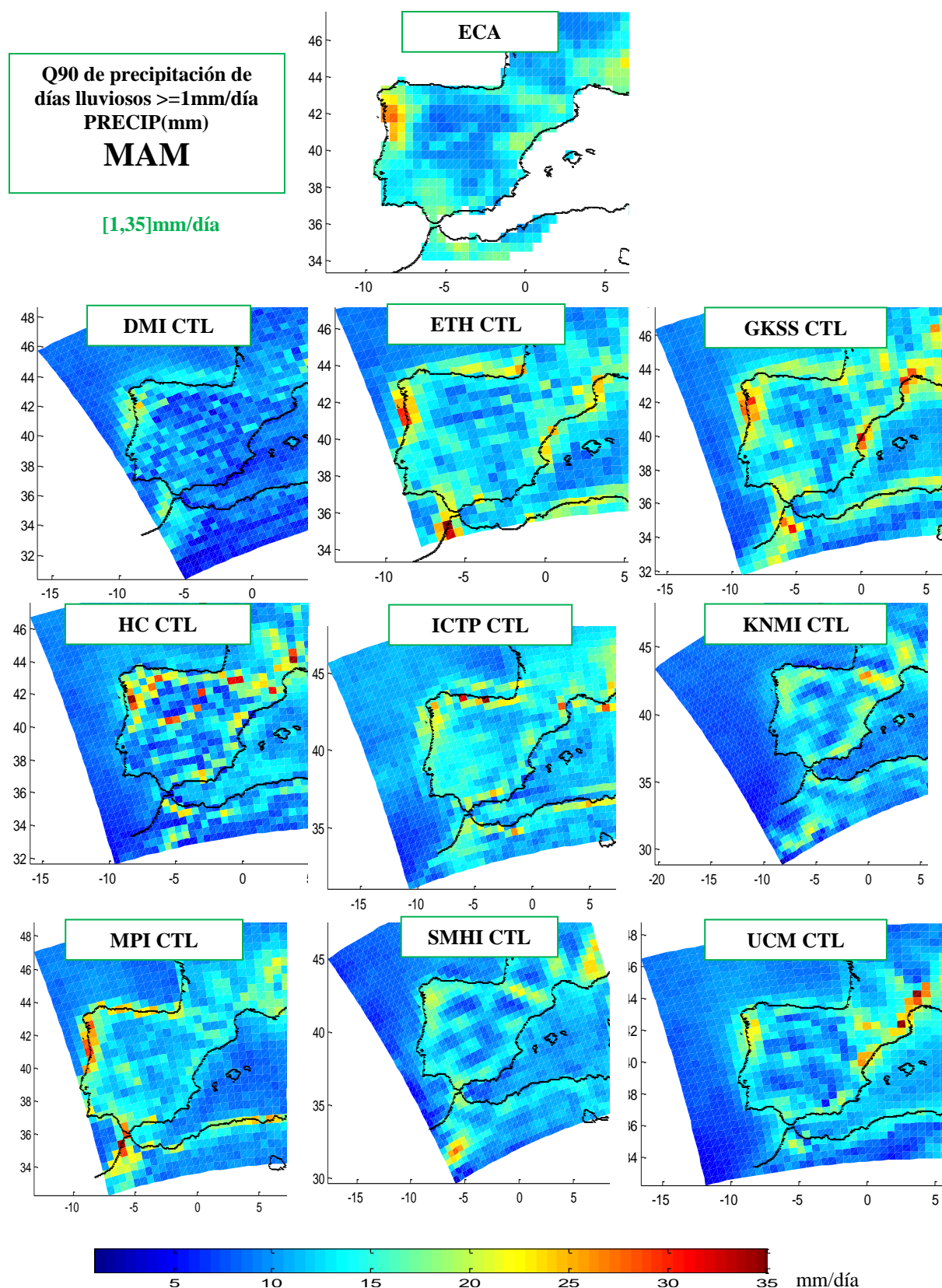


Figura 3.35 Cuantil 90 (Q90) de precipitación de días lluviosos en **primavera** (MAM) de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados.

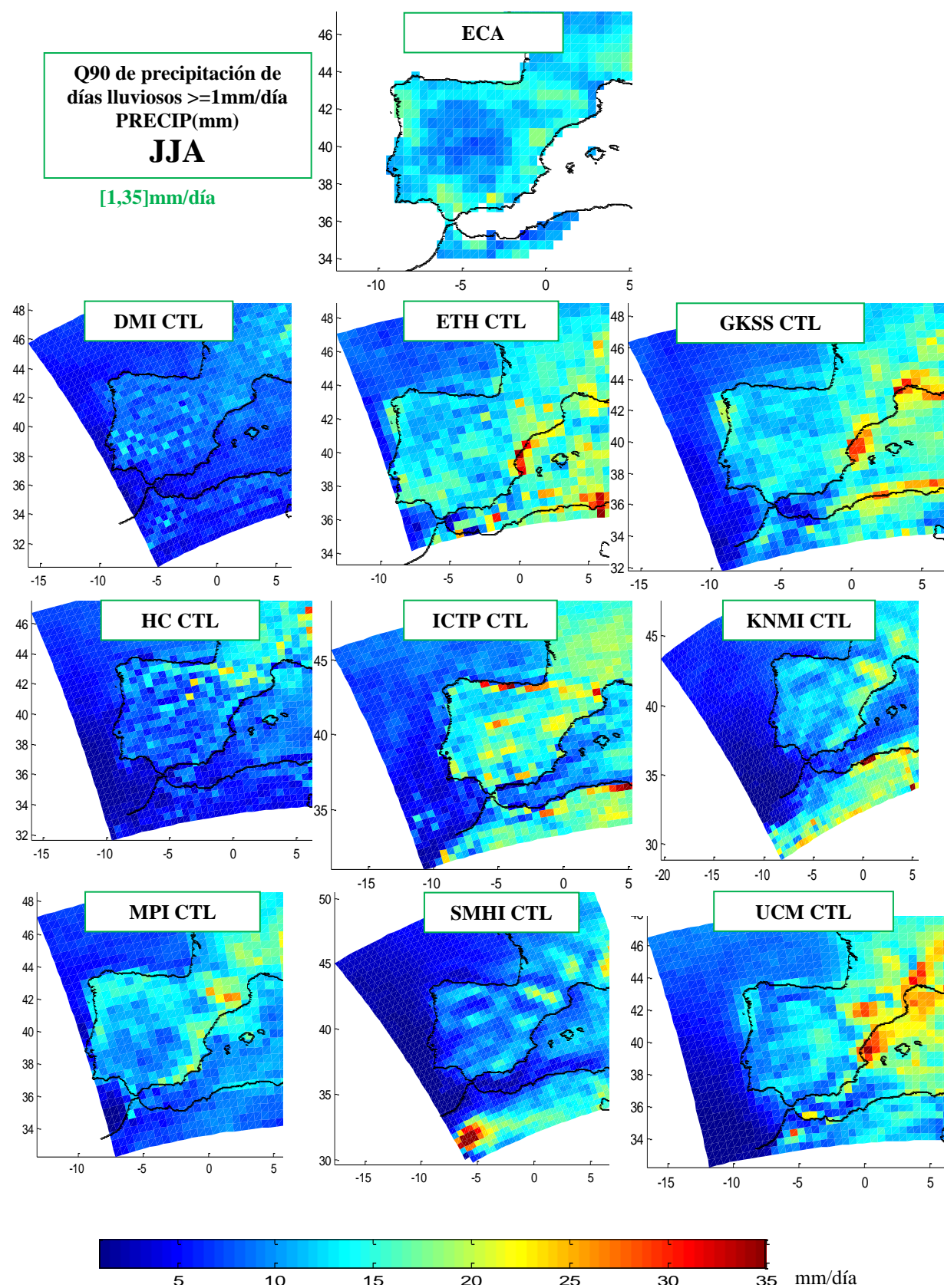


Figura 3.36 Igual que la figura 3.35 pero en **verano (JJA)**

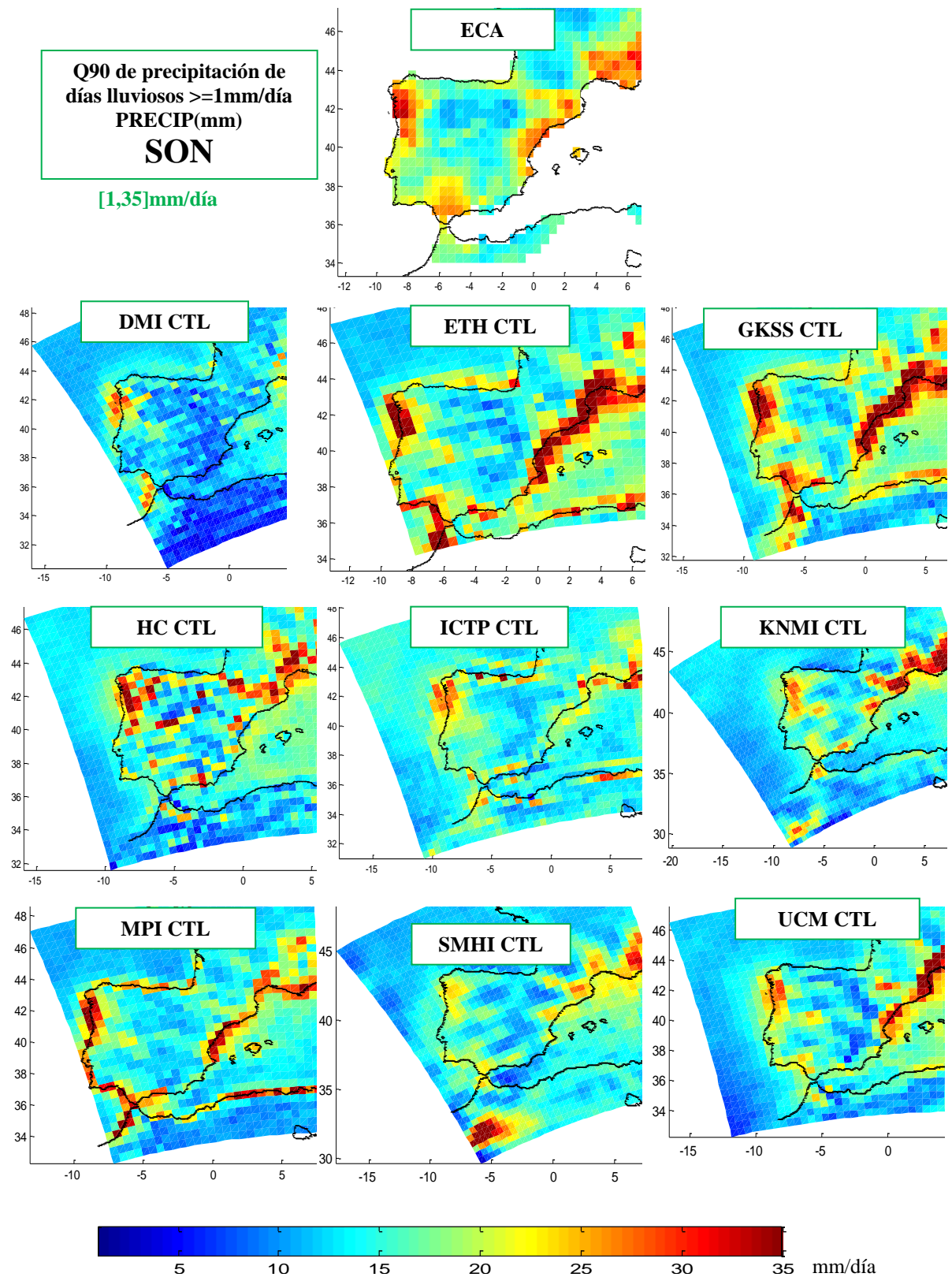


Figura 3.37 Igual que la figura 3.35 pero en otoño (SON)

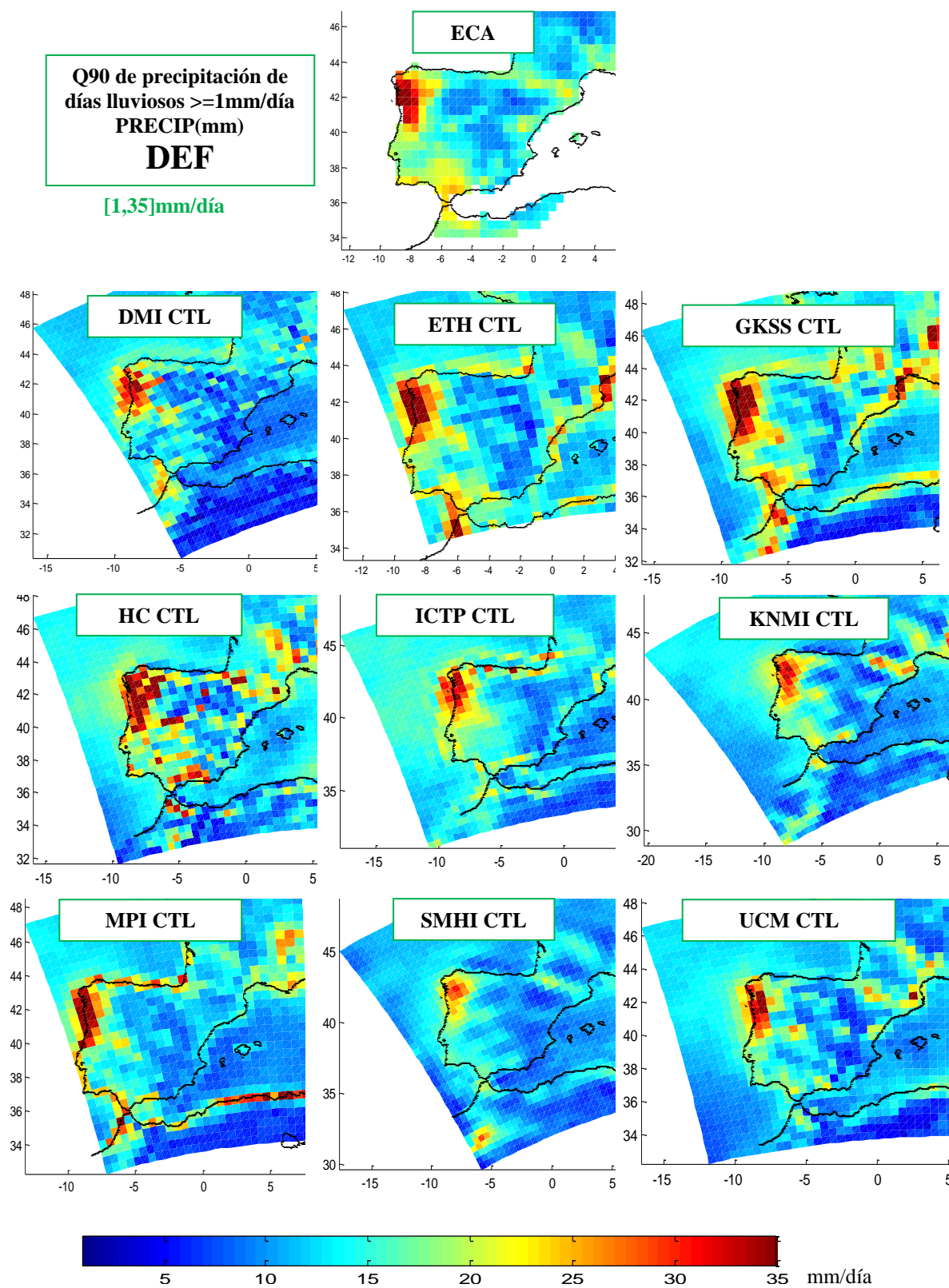


Figura 3.38 Igual que la figura 3.35 pero en **invierno** (DEF)

3.3.4 Valores de retorno de precipitación

En este estudio se han calculado los valores de retorno de 5, 10 y 50 años de las precipitaciones diarias extremas, pero en este apartado solo se evaluarán los últimos (VR50) por cuanto los resultados que se obtienen con los otros dos (VR5, VR10) presentan una gran semejanza entre sí, aunque siempre los valores más elevados corresponden a VR50, como era de esperar. Por esta razón, aunque en el Anexo 3 se presenta un ejemplo de esta comparación (figura A3.20 y cuadro cuantitativo de las estaciones lluviosas Cuadro A3.13), tanto en este apartado de evaluación como en los siguientes dedicados al análisis de las proyecciones de clima futuro, solo se comentarán los valores de retorno de 50 años.

Igual que se realizó en los casos de t_{2max} y t_{2min} , también interesa ver cómo varían los valores de retorno de 50 años de la precipitación diaria según se tome cada año uno, tres o cinco días con las precipitaciones máximas de cada estación. En la figura 3.39 se presenta una muestra de los resultados de VR50 que ofrecen los datos de ECA y las simulaciones de uno de los modelos (en este caso UCM) en otoño e invierno, que son las estaciones con los valores de VR50 más elevados. En esa figura se percibe claramente que los VR50 derivados de ECA alcanzan los valores mayores cuando se deducen seleccionando solo un día cada año, como cabía esperar, y que la localización de las regiones donde ocurren son las mismas en los tres casos. Respecto a los valores simulados por el modelo UCM en el experimento de CONTROL (clima pasado reciente), lo más destacado es que los resultados del caso en que se toma un solo valor al año presentan una distribución espacial bastante “ruidosa”, mientras que hay mucha más coherencia en la distribución geográfica si se seleccionan 3 o 5 días por año, sin que por ello se deslocalicen las zonas con los VR50 más altos. Por ello, tanto en este apartado de evaluación como en el de las proyecciones con escenarios futuros que se presentan en capítulos posteriores, se derivarán los VR50 de la precipitación diaria extrema mediante el ajuste a una distribución GEV seleccionando las tres máximas precipitaciones diarias en cada estación y año. Es decir, en los 30 años considerados, el ajuste se realiza para cada estación del año con 90 valores, excepto en invierno (DEF) en que se efectúa con 84 valores pues solo se dispone de 28 años, como se ha señalado anteriormente.

En el Anexo 3 se pueden ver los mapas correspondientes a los valores de retorno de 50 años tomando un único valor extremo (fig. A3.21-A3.24) y cuadro explicativo Cuadro A3.14).

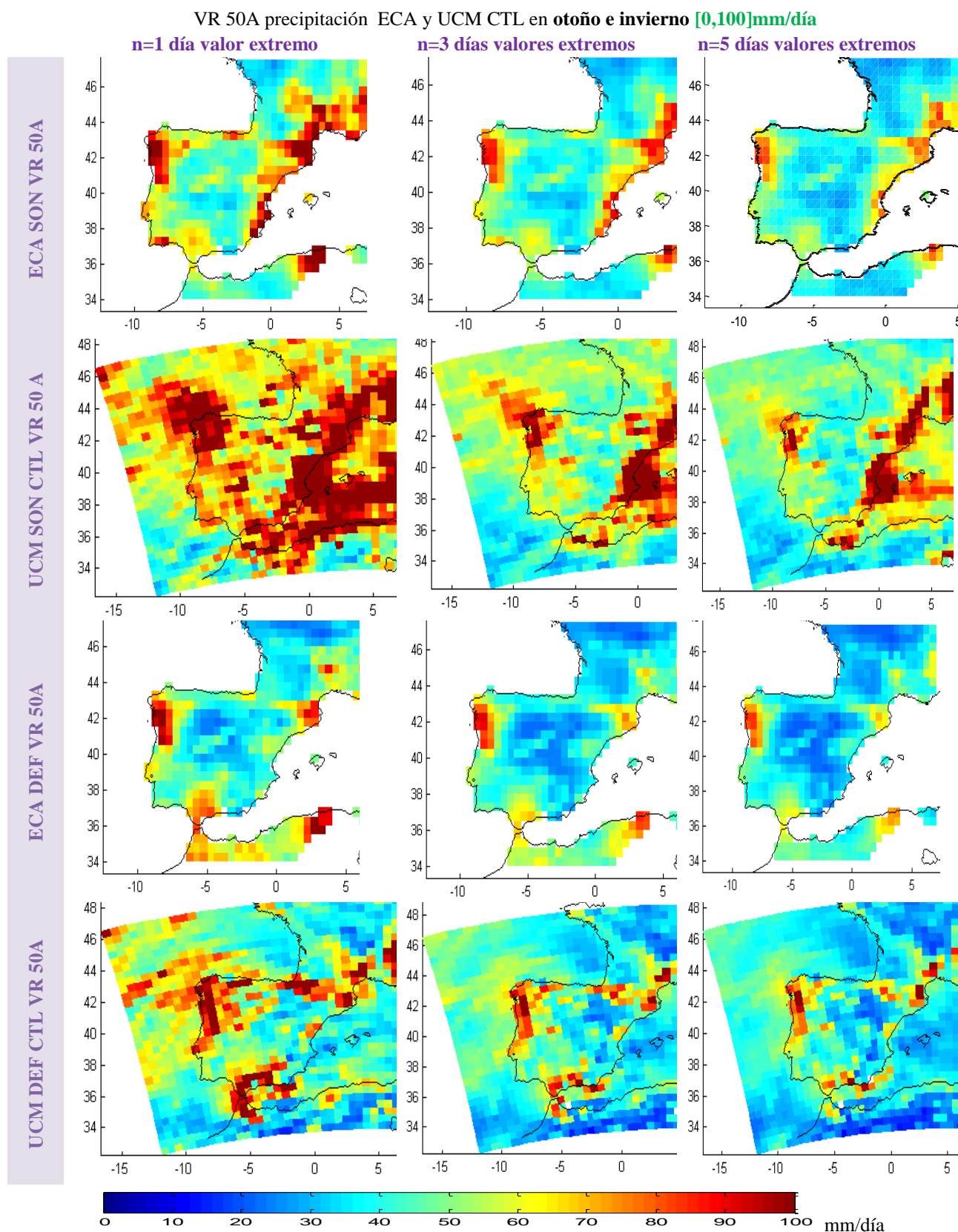


Figura 3.39 Valores de retorno de 50 años de precipitación en las estaciones de otoño e invierno de ECA y UCM en CONTROL tomando uno, tres y cinco días de valores extremos. [0,100]mm/día . En los mapas las celdillas rechazadas en blanco En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

En las figuras 3.40 a 3.43 se presentan los resultados estacionales de VR50. En este conjunto de mapas se observa que la mayor parte de los modelos localizan aceptablemente los máximos que se derivan de los datos de ECA. No obstante los valores obtenidos con los modelos no coinciden en general con los de ECA. Este es el comportamiento general de los modelos frente a ECA en primavera (fig. 3.40), otoño (fig. 3.42) e invierno (fig. 3.43). La discrepancia en los valores máximos de VR50 podría explicarse por la extraordinaria sensibilidad que presentan los parámetros de las distribuciones GEV que se derivan de cada modelo a causa del número relativamente reducido de valores extremos con que se realiza el ajuste estadístico. Y también, a que estos eventos extremos de precipitación son generalmente originados por sistemas nubosos de tamaño relativamente pequeño que son muy sensibles a la parametrización física de la convección húmeda que cada modelo utiliza. Asimismo, hay que tener también en cuenta que los datos de ECA se derivan de interpolaciones espaciales de los valores diarios de precipitación registrados en estaciones meteorológicas relativamente alejadas entre sí lo que tiende a suavizar los valores. Por ello, parece razonable que para evaluar el comportamiento de los modelos en la simulación de los VR50 de precipitación resulte más importante la semejanza de las distribuciones espaciales frente a las derivadas de ECA que los valores cuantitativos en sí mismos.

Los resultados correspondientes al verano resultan especialmente ilustrativos (ver figura 3.41), por cuanto en la mayor parte de los modelos aparecen celdillas en blanco en amplias zonas del sur peninsular, lo que obedece en la mayor parte de los casos a que hay años en los que apenas hay días en que se han llegado a simular precipitaciones estivales en esas celdillas de los modelos, lo que reduce considerablemente la población de datos con los que hay que ajustar la distribución GEV y, por tanto, puede dar lugar a que no se cumplan los criterios para ello (ver capítulo 2).

Teniendo en cuenta estas consideraciones, como resumen puede señalarse que la mayor parte de los modelos simulan de forma aceptable la distribución espacial de los valores de retorno de 50 años de la precipitación diaria, aunque presentan dificultades en el periodo estival que se puede achacar a la escasez de lluvias que se registran en amplias zonas de la Península Ibérica durante dicha estación del año.

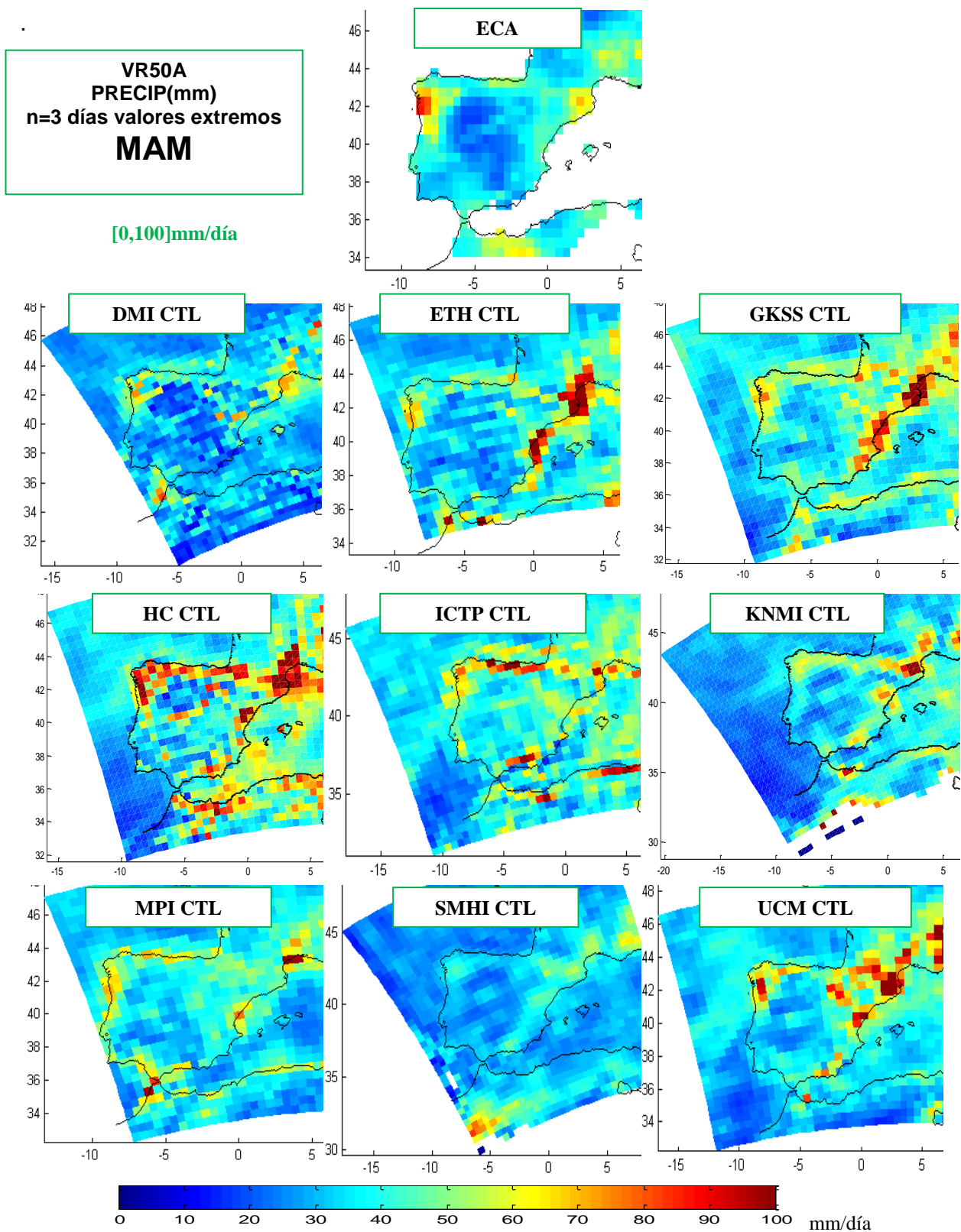


Figura 3.40 Valores de retorno de 50 años tomando tres valores extremos (VR50A n=3) de precipitación en **primavera** de ECA y los nueve RCMs en CONTROL simulación de clima pasado reciente (1961-1990) [0,100]mm/día En los mapas las celdillas rechazadas en blanco En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

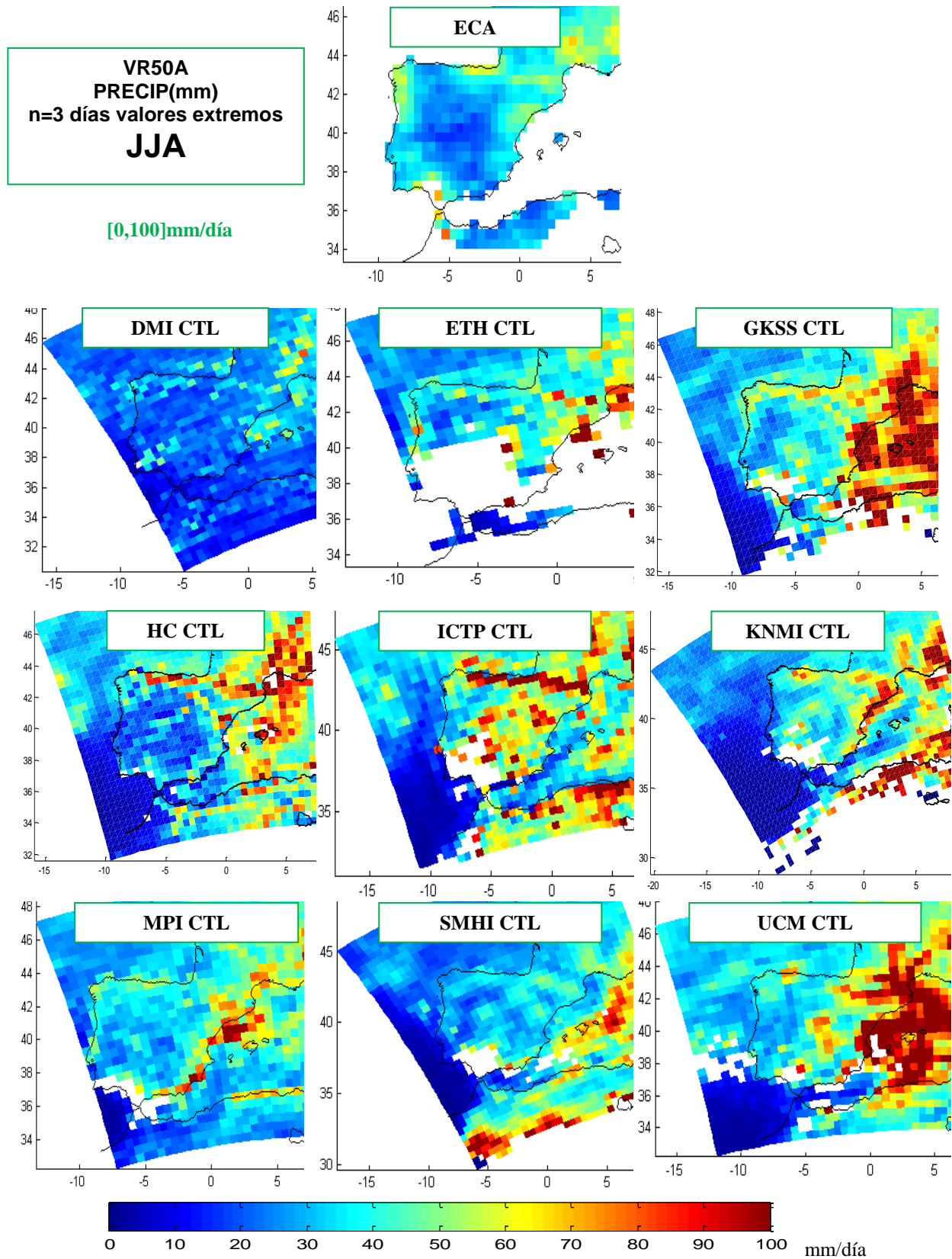


Figura 3.41 Igual que la figura 3.40 pero en **verano** (JJA)

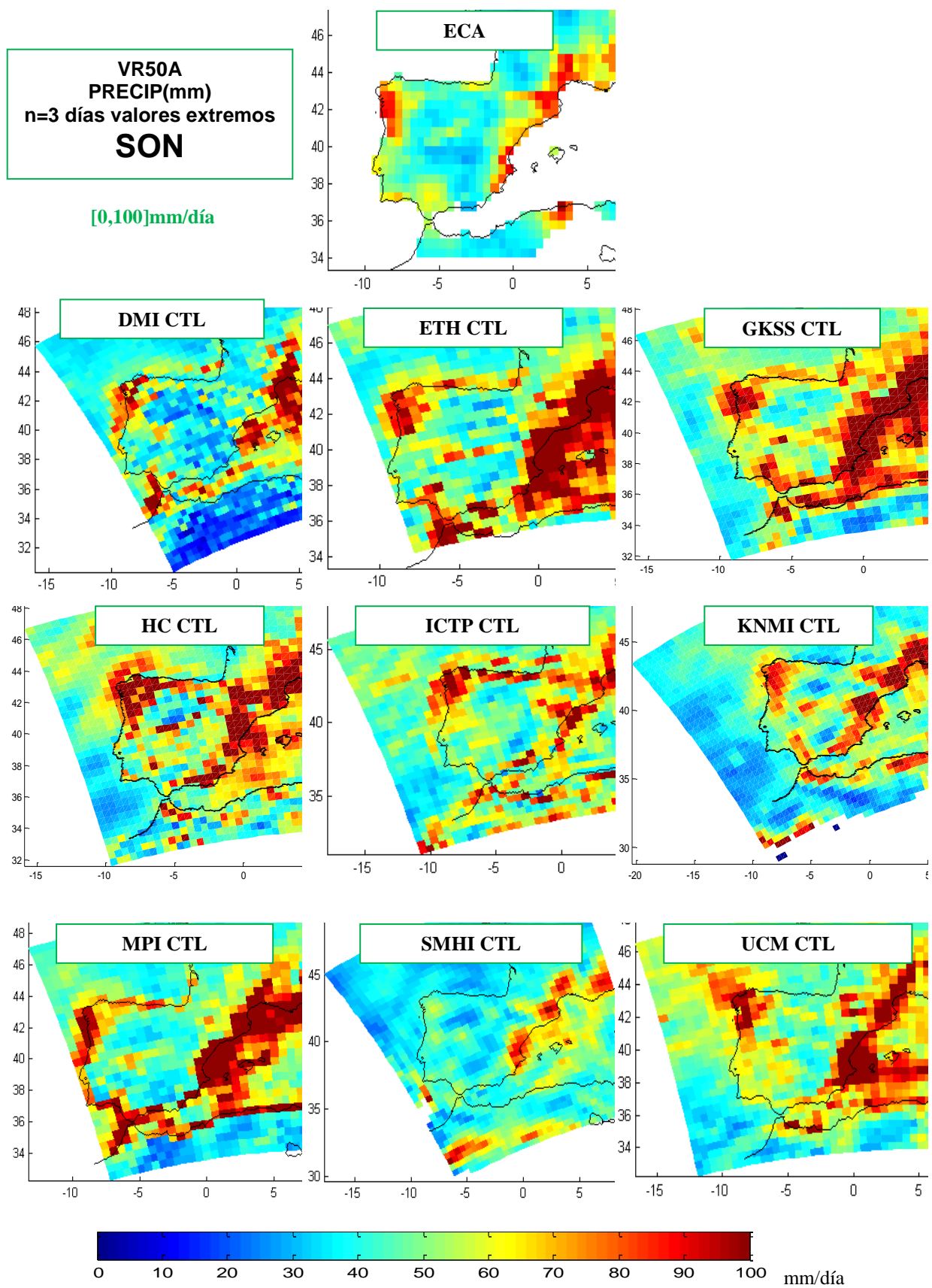


Figura 3.42 Igual que la figura 3.40 pero en **otoño (SON)**

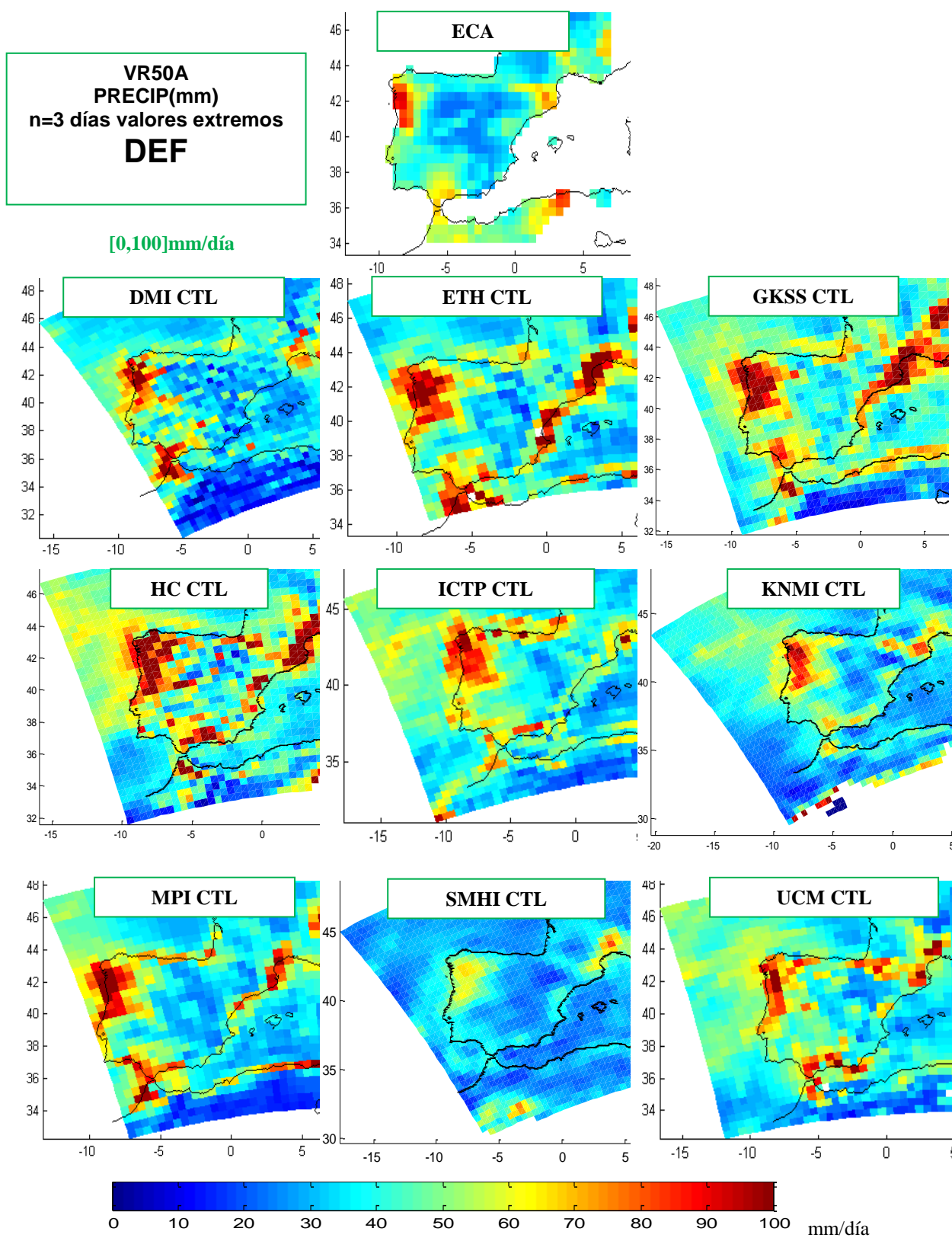


Figura 3.43 Igual que la figura 3.40 pero en **invierno** (DEF)

MEDIA DE PRECIPITACIÓN ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>los modelos muestran los máximos de precipitación en el noroeste y norte de la Península, pero DMI y HC no presentan distribuciones tan homogéneas como el resto de modelos.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>DMI es el único que presenta sesgos negativos superiores a 1 mm/día en el Cantábrico oriental, Pirineos y cordillera Ibérica donde el resto de los modelos mantienen los máximos.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Distribuciones homogéneas en todos los modelos excepto DMI y HC. GKSS marca sesgo positivo en zona de Castellón-Valencia</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En invierno, la intensidad en el noroeste y Pirineos es mucho mayor que en primavera, en extensión y en intensidad. DMI y HC presentan distribuciones “ruidosas”, pero quizá lo más resaltante es que los sesgos son todos negativos.</p>

INTENSIDAD Y FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>En primavera hay cuatro zonas, la de mayor intensidad es Galicia, siguiendo SW de Andalucía, costa de Málaga, Castellón y Pirineos. En Cantabria poca intensidad pero sin embargo muy frecuente.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En verano las mismas zonas que en primavera además de costa mediterránea castellanense pero mucho menos intensas y sobre todo mucho menos frecuentes, precipitación intensa en JJA en algunos modelos. Escasa precipitación en los cuatro modelos que no han tenido problemas en primavera o verano. UCM en verano en ambos escenarios precipitaciones torrenciales, también en delta del Ebro y Aragón y delta del Guadiana y Guadalquivir. Aunque en verano la precipitación es escasa, se resalta el aumento de torrencialidad en verano en el Mediterráneo vaticinadas por varios los modelos, excepto DMI, HC, KNMI y SMHI.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>La mayor parte de los modelos reproduce aceptablemente la ubicación de las zonas con lluvias más torrenciales (noroeste, sur y Levante), y también los valores de intensidad en dichas zonas, aunque de nuevo los modelos DMI y HC presentan claros sesgos negativos en sur y Levante.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En invierno desaparecen las fuertes precipitaciones en el Mediterráneo, quedando reducidas a Castellón, y se mantienen las de Galicia y Portugal y Andalucía occidental, desembocaduras del Guadiana y del Guadalquivir. La frecuencia mayor se presenta en cornisa cantábrica y Galicia. Las máximas intensidades de precipitación (por encima de 9 mm/día en promedio) y se ubican en las zonas que indican los datos de ECA (oeste-noroeste y sur).</p>

PERCENTILES DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares Todos los modelos, excepto el KNMI, localizan correctamente el máximo en el noroeste. En primavera ETH, GKSS Y UCM, Galicia, Estrecho de Gibraltar Sistema Central, Este de Pirineos.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares Junto con los aumentos de precipitación tormentas en el delta del Ebro, Pirineos, explican los desbordamientos de alcantarillas y las riadas. Sesgos negativos en las zonas centrales No se han podido estudiar varios modelos en el percentil Q95.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares Precipitaciones intensas mediterráneas en todos los modelos menos ICTP. La mayoría de los modelos muestran precipitaciones intensas en Galicia, punta de Tarifa y costa mediterránea desde Castellón hacia el norte (fundamentalmente) en otoño.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares Desaparecen precipitaciones mediterráneas Aparecen en Galicia y delta Duero En el sur también sesgos positivos excepto ICTP, SMHI y UCM.</p>

VALORES DE RETORNO DE PRECIPITACIÓN ECA-CTL	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares Distribución de precipitación de ECA VR50A en primavera muy parecida a la invernal En Galicia precipitación intensa en las todas las estaciones excepto en verano.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares ETH En verano muchas celdillas rechazadas en Andalucía y mar mediterráneo meridional. ICTP, SMHI, KNMI en verano, celdillas rechazadas en zona sur, UCM precipitaciones intensas en Mediterráneo.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares Como ejemplo de la evolución según el número de años de valores de retorno se ha elegido el modelo DMI que no mostraba precipitaciones intensas en cinco años y en 50 sí y HC que las zonas de precipitación van aumentando rápidamente. Todos los modelos regionales europeos estudiados muestran en esta estación y con valores de retorno de cincuenta años esta concentración de precipitaciones en costa mediterránea. Precipitación muy intensa en Mediterráneo, Galicia, estrecho de Gibraltar, Sistema Ibérico, desembocadura del Guadiana, parte de Portugal, Aragón, Sistema Central.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares En invierno, en los modelos la mayor precipitación aparece la zona noroeste, Tarifa y Mediterráneo, ETH que las va mostrando poco a poco y MPI en el que la precipitación es más comedia en los tres periodos frente al resto de los modelos. Diferencias entre otoño e invierno costa mediterránea en otoño con mayor precipitación intensa desde Murcia hasta Francia, en invierno solo costa de Gerona. En invierno desaparecen las precipitaciones intensas tan amplias en zona mediterránea. Zonas puntuales. Más de 100mm Galicia, norte de Portugal, sierra de Gata, punta sur de España incluido Estrecho Castellón y costa catalana.</p>

4 PROYECCIONES DE CAMBIO EN EXTREMOS CLIMÁTICOS

Como anteriormente se ha señalado, para que los modelos climáticos puedan realizar proyecciones de cambio climático hay que proporcionarles datos sobre cómo podrían evolucionar a lo largo del presente siglo las concentraciones medias globales de GEIs, para lo que se han considerado un conjunto de escenarios de emisiones globales que se describen en el *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) del IPCC. En este capítulo se analizarán los resultados de las proyecciones de cambio climático realizadas por el conjunto de modelos climáticos regionales del proyecto PRUDENCE en dos escenarios de emisiones que se identifican con las siglas SRES-A2 (escenario de emisiones medias-altas) y SRES-B2 (escenario de emisiones medias-bajas), que se han presentado en el capítulo 2.

Las **proyecciones de cambio climático** se obtienen restando los valores de las variables climáticas que cada modelo simula para un determinado periodo futuro con los simulados por ese mismo modelo en un periodo de clima observado. En este caso, el periodo futuro corresponde al intervalo entre los años 2071 y 2100 y el de clima pasado reciente entre 1961 y 1990.

En este capítulo, la presentación de los resultados de las proyecciones de cambio en extremos climáticos sigue una estructura similar a la del capítulo 3. Es decir, en primer lugar se presentan los resultados de cambio por estaciones del año de las temperaturas máximas diarias (promedios, cuantiles 90 y valores de retorno de 50 años), de las temperaturas mínimas diarias (promedios, cuantiles 10 y valores de retorno de 50 años) y finalmente los cambios de la precipitación diaria (promedio, intensidad y frecuencia).

Para ello se han elaborado mapas en los que se muestran las diferencias entre los valores correspondientes a los escenarios (SRES-A2 y SRES-B2) y los de clima pasado reciente (CONTROL). En el caso de la precipitación se presentarán los mapas de cambios porcentuales. Para comprobar la significación estadística de las diferencias obtenidas se aplicó en todos los casos el test de Student, resultando todos ellos significativos.

Finalmente se ha de advertir que mientras que el escenario SRES-A2 fue simulado por los nueve modelos regionales considerados en este trabajo, el escenario SRES-B2 solo fue simulado solo por cuatro de ellos (DMI, ICTP, SMHI y UCM), como se comentó en el capítulo 2.

4.1 Proyecciones de cambio en temperaturas máximas diarias

4.1.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En las figuras de 4.1 a 4.4 se muestran las distribuciones estacionales (MAM, JJA, SON, DEF) de los cambios en los promedios de temperaturas máximas diarias proyectados por cada modelo en cada escenario de emisiones (A2 - CTL y B2 - CTL). También se incluye en cada figura las diferencias entre los dos escenarios (A2 – B2) que presentan los cuatro modelos que simularon ambos.

El primer rasgo que se aprecia en todos estos mapas es una clara independencia de la altura topográfica en la magnitud de los cambios proyectados de la temperatura máxima (t_{2max}) con respecto al clima pasado reciente.

Otro rasgo común es que se proyecta un incremento generalizado de las t_{2max} en todas las zonas, siendo éste más acusado en el escenario A2 que en el B2 (entre 1.5°C y 2.5°C), como cabía esperar, lo que pone de manifiesto la importancia de las posibles medidas de mitigación de emisiones de GEIs que se acuerden a escala global en las próximas décadas.

Los incrementos relativos de t_{2max} que se proyectan en todas las regiones son más notables en verano y menos acusados en invierno. Sin embargo, su distribución geográfica no es uniforme. Así, en primavera (MAM) el incremento de t_{2max} tendería a ser unos 2°C mayor en la mitad sur de la península que en el tercio norte, mientras que en invierno (DEF) es más notable en el tercio oriental (en torno a 1°C), y en otoño (SON) y verano (JJA) sería relativamente más bajo en las zonas más próximas a las costas que en las del interior peninsular, donde se proyectan incrementos máximos de hasta 6°C en el escenario A2.

No obstante, hay que reseñar que las anteriores valoraciones del cambio en t_{2max} se basan en los resultados de la mayor parte de los modelos, pero que también se aprecia que algunos de ellos presentan valores de calentamiento y distribuciones territoriales que se diferencian de la mayoría. La magnitud de estas diferencias entre modelos permitiría una valoración del grado de incertidumbre asociada a estas proyecciones. Este aspecto se abordará en el capítulo 5, donde se consideran subregiones desagregadas utilizando una malla común a todos los modelos.

En los cuadros A4.1 y A4.2 del Anexo 4 se detallan de forma cuantitativa las diferencias de temperaturas medias máximas entre cada uno de ambos escenarios de cambio climático y CONTROL, así como las diferencias entre los escenarios A2 y B2.

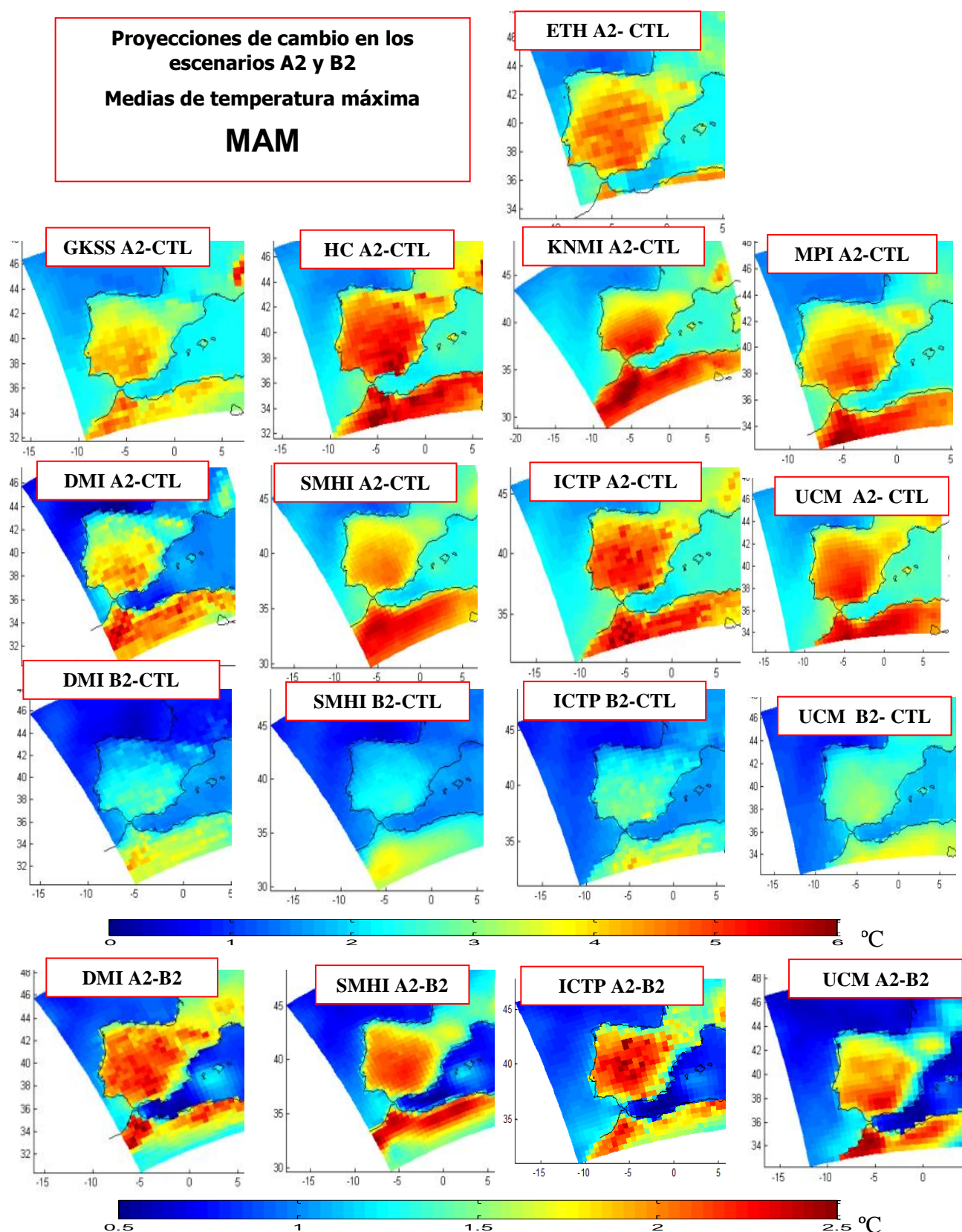


Figura 4.1 Mapas de proyecciones de cambio de los promedios de t_{2max} diarios en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

Medias de temperatura máxima

JJA

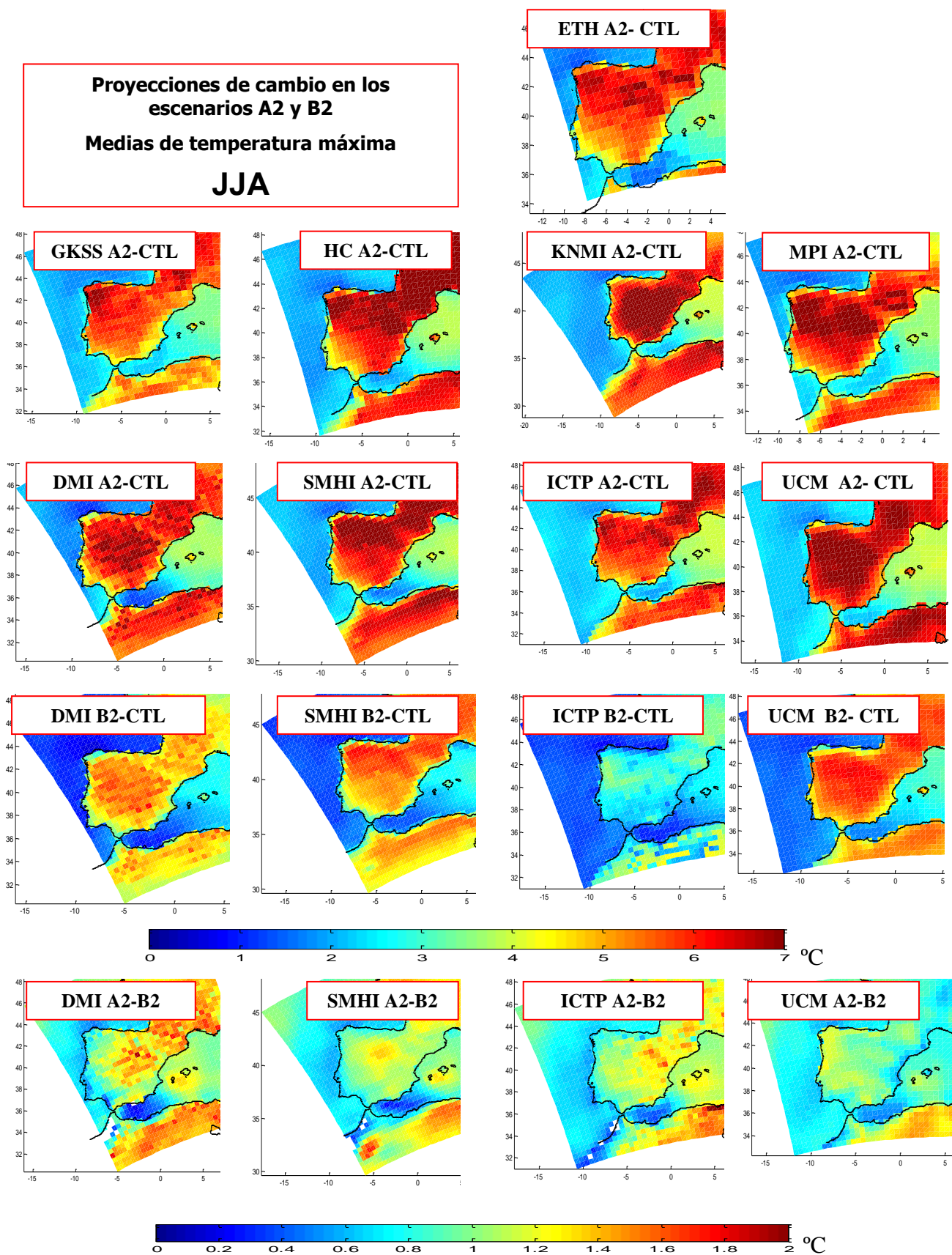


Figura 4.2 Igual que figura 4.1 pero en **verano (JJA)**

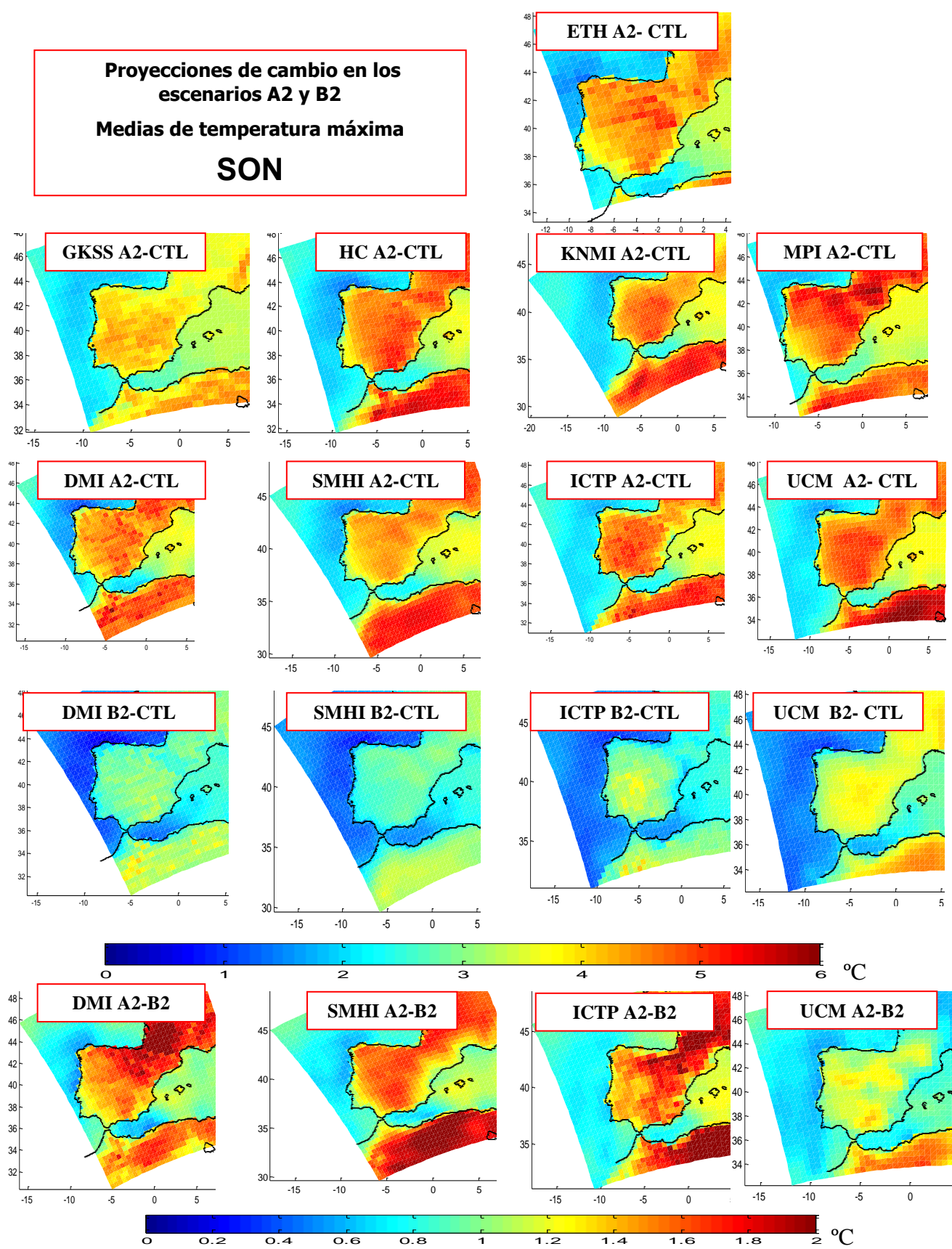


Figura 4.3 Igual que en figura 4.1 pero en **otoño (SON)**.

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**
Medias de temperatura máxima
DEF

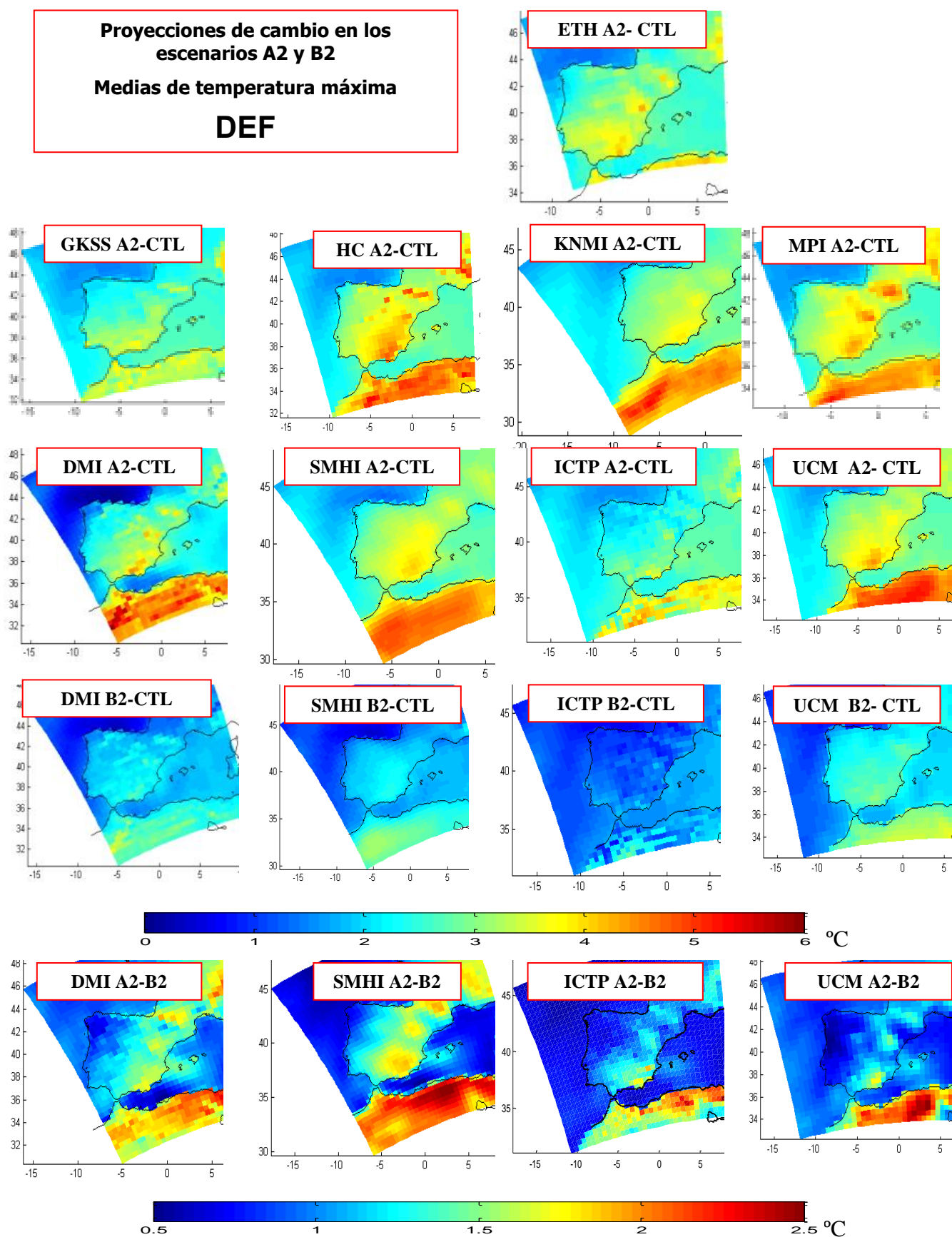


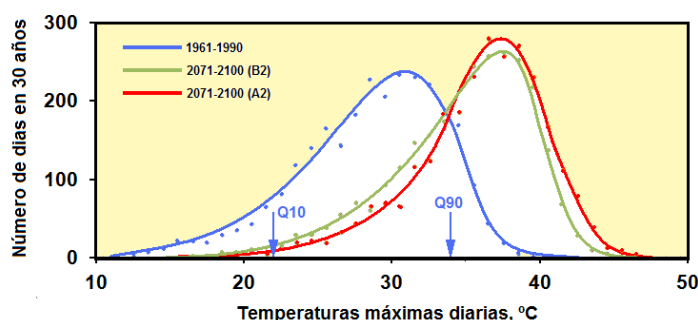
Figura 4.4 Igual que figura 4.1 pero en **invierno** (DEF)

4.1.2 Percentiles de temperatura máxima en superficie

Para analizar las proyecciones de los cambios en la intensidad de condiciones extremas cálidas se consideran los valores del percentil 90 (Q90) de la distribución de temperaturas máximas diarias simuladas por el conjunto de RCMs. En las figuras 4.5 a 4.8 se muestran los cambios de este valor que cada uno de los modelos proyectan para el periodo 2071-2100 y cada estación del año (MAM, JJA, SON y DEF) en los escenarios A2 y B2 respecto a los valores de CONTROL (1961-1990).

Como muestran dichas figuras, las distribuciones estacionales de los cambios proyectados del cuantil Q90 son en general bastante similares a las de los cambios de los promedios de t_{2max} , comentados en el sub-apartado anterior. Es decir, los incrementos mayores de Q90 se obtienen en verano (JJA) y los menores en invierno (DEF). Sin embargo, se aprecia claramente que estos aumentos de Q90 en clima futuro son entre 1.5°C y 0.5°C mayores que los proyectados para los promedios de t_{2max} . Esto parece indicar que el cambio en las distribuciones de frecuencia de las t_{2max} diarias no consistiría en un simple corrimiento hacia valores mayores en clima futuro, sino que también se alteraría su forma.

Como un ejemplo ilustrativo de este comportamiento, en la figura adjunta se muestran las distribuciones de frecuencia de las temperaturas máximas diarias en verano en un punto situado en el centro de la Península, que fueron



simuladas por uno cualquiera de los RCMs en los periodos 1961-1990 y 2071-2100 para el caso de los escenarios de emisiones B2 (medias-bajas) y A2 (medias-altas). Según se observa, en ambos escenarios futuros resultaría que en el último tercio de siglo se experimentaría en dicho lugar temperaturas máximas diarias por encima de las que “actualmente” se consideran excepcionalmente altas (Q90: cuantil 90), en más de la mitad de los días del periodo estival.

Estas diferencias entre los cambios proyectados para los Q90 y los promedios de t_{2max} son significativamente mayores en verano que en invierno, como puede comprobarse comparando las figuras 4.2 y 4.6 frente a las figuras 4.4 y 4.8. Esto parece indicar que las olas de calor estivales serán notablemente más intensas en el clima futuro que en el presente, en especial en la zona norte y centro de la península, pero no tanto en el suroeste, según indican la mayor parte de los modelos.

En el cuadro A4.4 del Anexo 4 se detallan de forma cuantitativa las diferencias de los cuantiles Q90 de la distribución de frecuencia de t_{2max} diarias entre cada uno de ambos escenarios de cambio climático y CONTROL de las cuatro estaciones y en el cuadro A4.3 de los percentiles Q90 y Q95 en verano .

En la figura A4.1 del Anexo 4 se muestran los resultados correspondientes a los cambios en el cuantil Q95 de t_{2max} en verano y en la figura A4.2 los del cuantil Q10 de t_{2max} de los cuatro modelos que simulan los dos escenarios SRES. Así se comprueba que ICTP y UCM son los modelos con mayores diferencias de temperaturas entre A2 y CONTROL en el cuantil Q10 en verano.

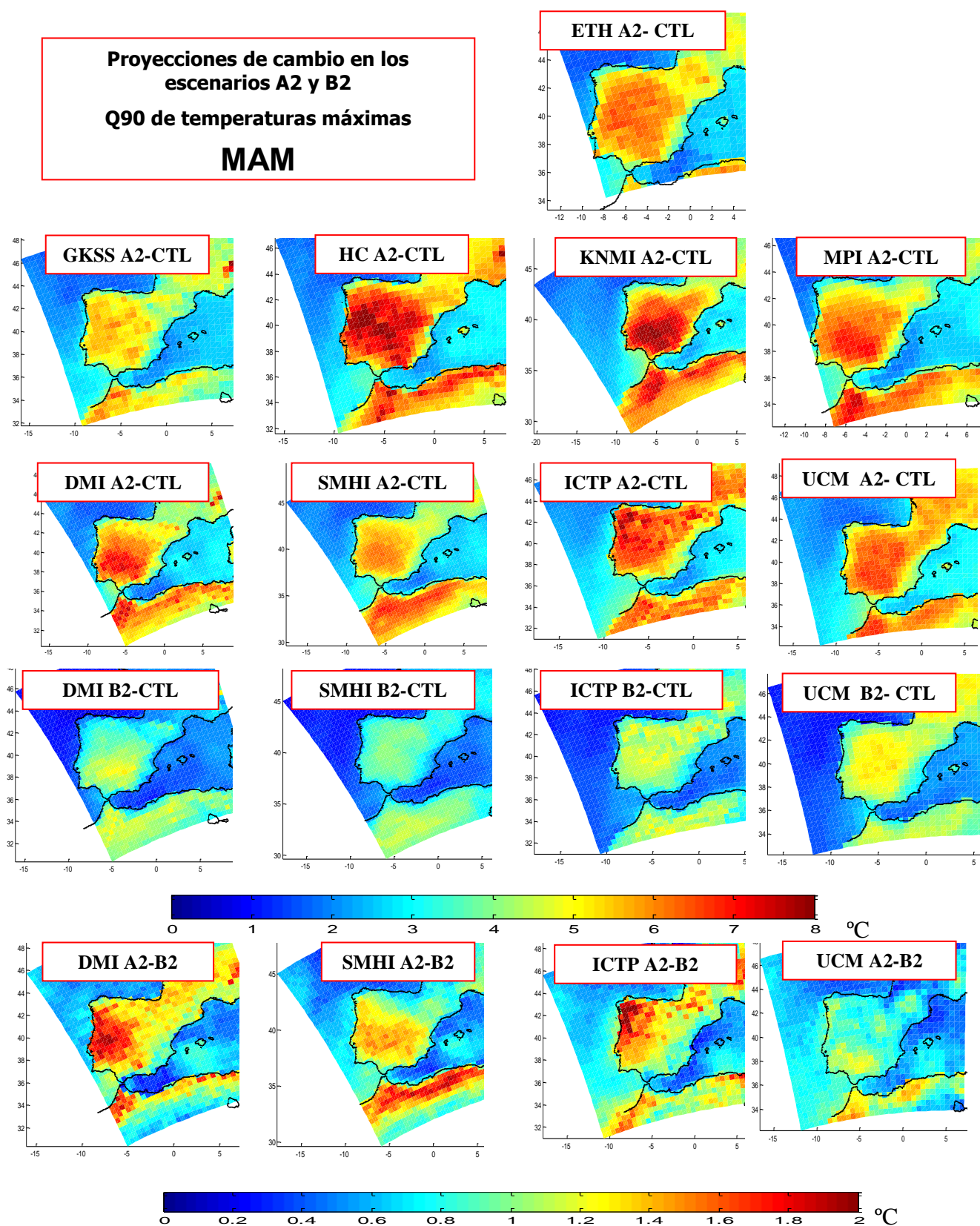


Figura 4.5 Mapas de proyecciones de cambio del cuantil 90 (Q90) de la distribución de t_{2max} diarias en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

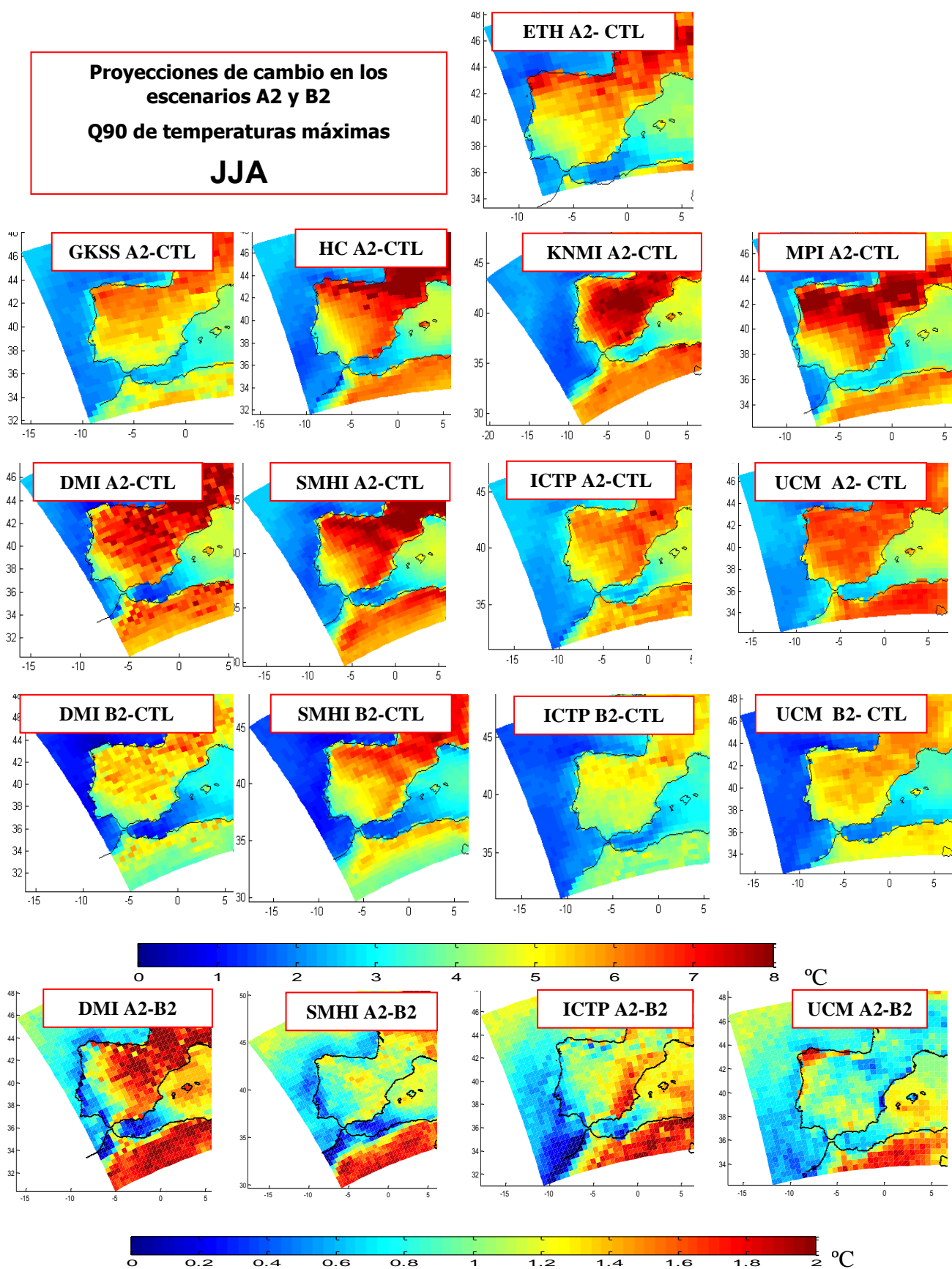


Figura 4.6 Igual que figura 4.5, pero en verano (JJA).

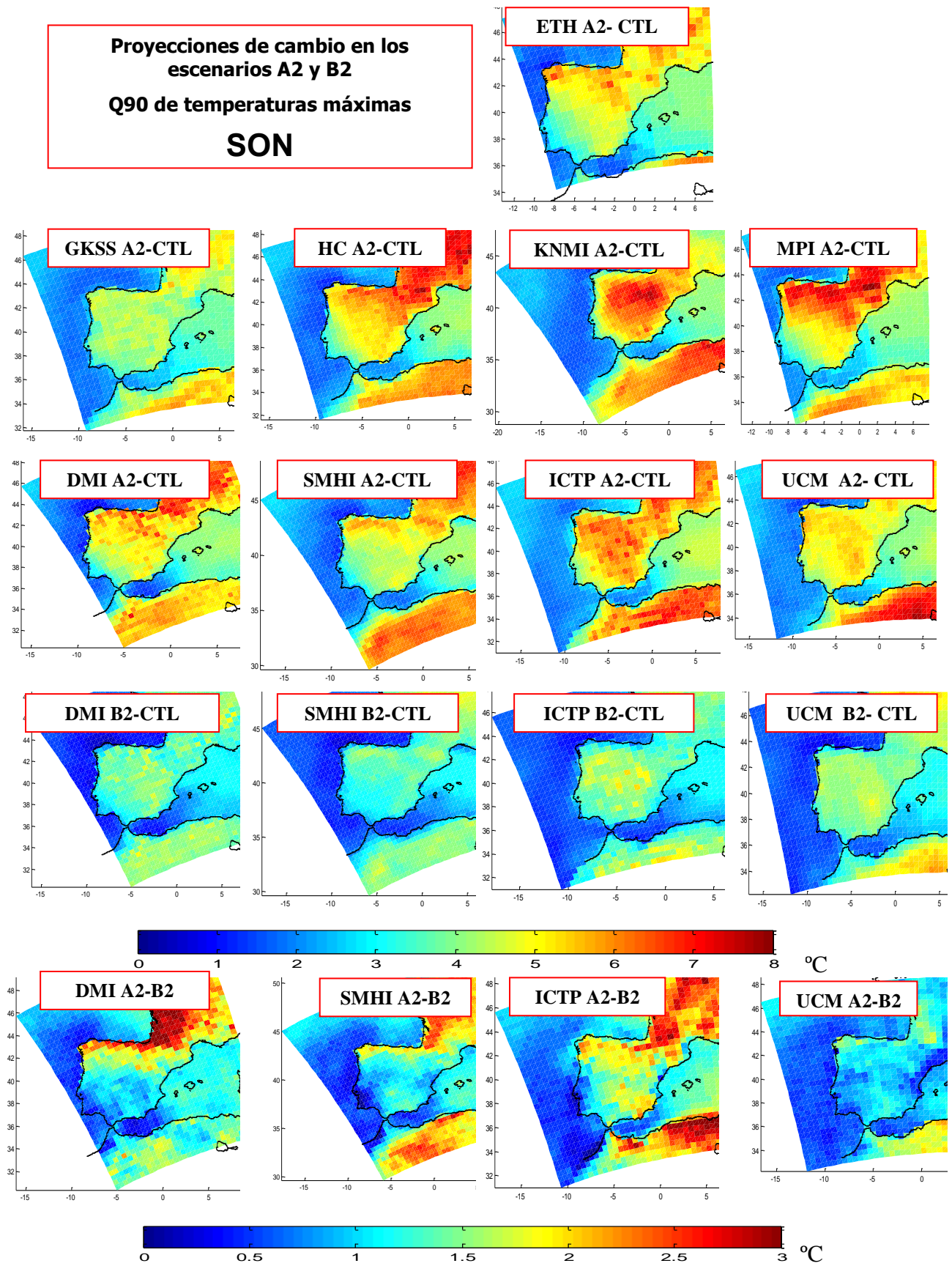


Figura 4.7 Igual que figura 4.5, pero en otoño (SON).

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2
Q90 de temperaturas máximas
DEF**

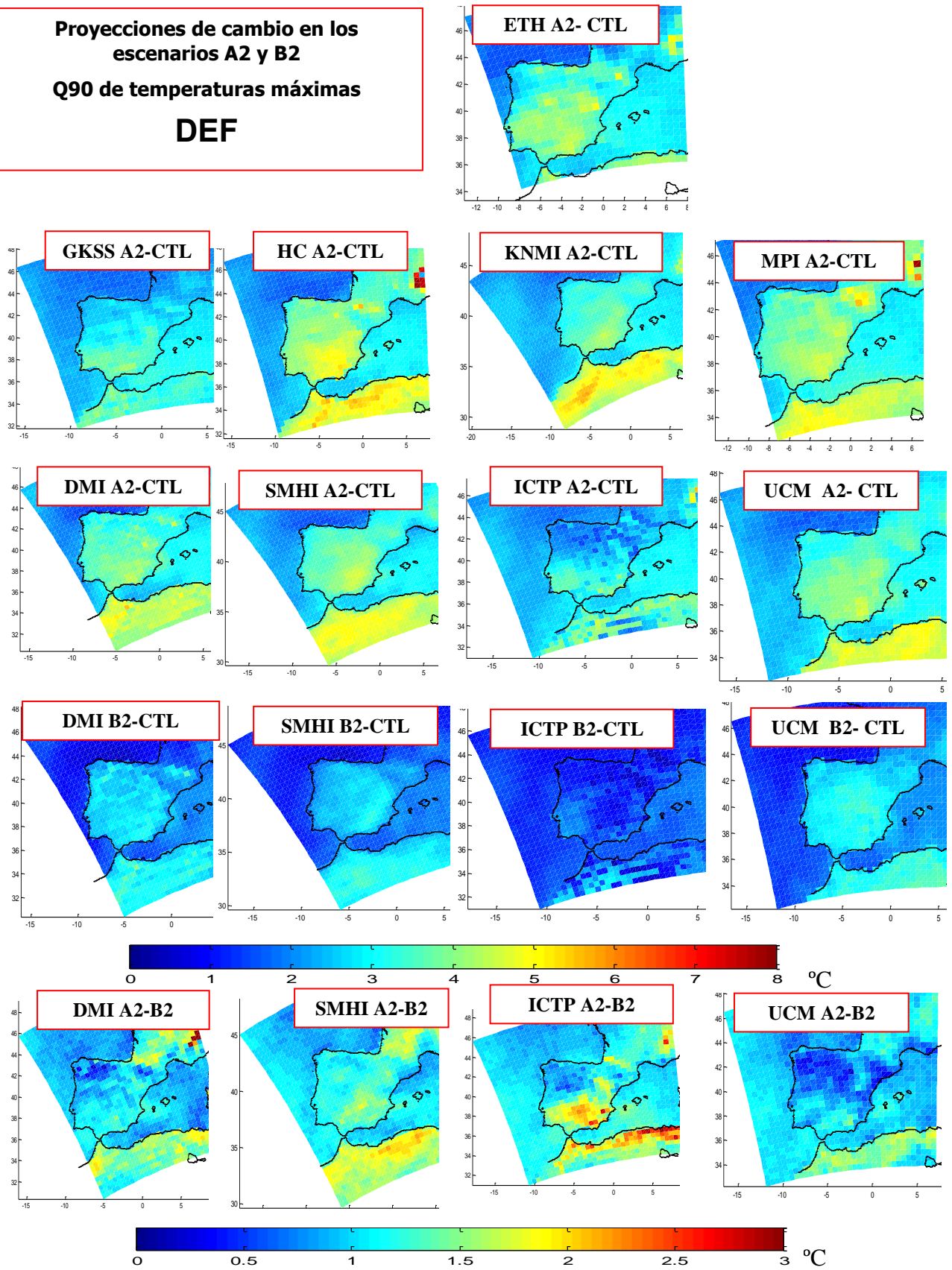


Figura 4.8 Igual que figura 4.5, pero en invierno (DEF).

4.1.3 Valores de retorno de temperatura máxima en superficie.

De forma similar a lo comentado en el capítulo 3 dedicado a la evaluación de las simulaciones de CONTROL (1961-1990), se ha comprobado que el considerar ventanas de 1, 3 ó 5 días tampoco tiene influencia significativa alguna en los resultados de los valores de retorno que resultan de los experimentos de clima futuro, como se puede observar en la figura A4.3 del Anexo 4, correspondiente a las simulaciones del modelo UCM en primavera y verano. Lo mismo puede decirse sobre la notable semejanza entre las distribuciones de los valores de retorno de 5, 10 y 50 años de las t_{2max} diarias, como se comprueba en la figura A4.4 del Anexo 4 con las simulaciones del modelo SMHI y en el cuadro A4.5 cuantitativo de todos los modelos en verano.

Por tanto, a continuación se presentarán sólo los resultados del cambio proyectado en clima futuro (2071-2100) respecto al presente (1961-1990) para los valores de retorno de 50 años de t_{2max} diarias tomando una ventana de 1 día, que se deducen de las simulaciones realizadas por cada modelo, para el escenario de emisiones A2 y en cada estación del año (MAM, JJA, SON y DEF) que se presentan en las figuras 4.9 y 4.10. En estos mapas, las celdillas coloreadas en blanco corresponden a aquellas en que los ajustes a distribuciones GEV no han pasado los filtros de forma chi $[-1,1]$ y la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov, explicados en el capítulo 2.

Lo más destacado en estos resultados de cambio de los valores de retorno VR50 son las notables discrepancias entre los diversos RCMs. Una explicación plausible de este comportamiento es que los VR50 se deducen de extrapolaciones a 50 años correspondientes a las distribuciones GEV ajustadas a los valores extremos de t_{2max} que cada modelo simula. Por tanto, diferencias relativamente pequeñas de los parámetros que definen estas distribuciones GEV dan como resultado valores notablemente diferentes. Si a esto se añade que lo que se representa en las figuras son las diferencias entre los VR50 simulados en el escenario A2 y los simulados en clima pasado reciente (CONTROL) en cada celdilla de la malla particular de cada RCM, las discrepancias se magnifican. Pero, incluso en los mapas correspondientes a un mismo modelo se percibe una falta de homogeneidad espacial, pues en celdillas próximas los valores de cambio pueden diferenciarse varios grados $^{\circ}C$. Este mismo comportamiento que percibe en los cambios proyectados para el escenario B2, que no se muestran.

En conclusión, este análisis de los cambios proyectados para los valores de retorno VR50 de la t_{2max} pone de manifiesto una elevada incertidumbre que no permite extraer conclusión alguna, al menos a escala de celdillas individuales de los RCM. Quizá a una escala espacial mayor tan sólo podrían señalarse los intervalos en los que están comprendidos los valores de

cambio que resultan del conjunto de modelos, que en los mapas se identificarían por las gamas de colores predominantes sobre el territorio peninsular. Así, el cambio predominante en la Península proyectado para VR50 en el escenario A2 en primavera (fig. 4.9) se encuentra entre +2°C y +5°C, en verano (fig. 4.9) entre +4°C y +8°C, en otoño (fig. 4.10) entre +4°C y +7°C y en invierno (fig. 4.10) entre +3°C y +6°C.

En el anexo 4 se pueden consultar las distribuciones de los VR50A de t_{2max} en las cuatro estaciones y en los dos escenarios (figs. A4.5 a A4.8)

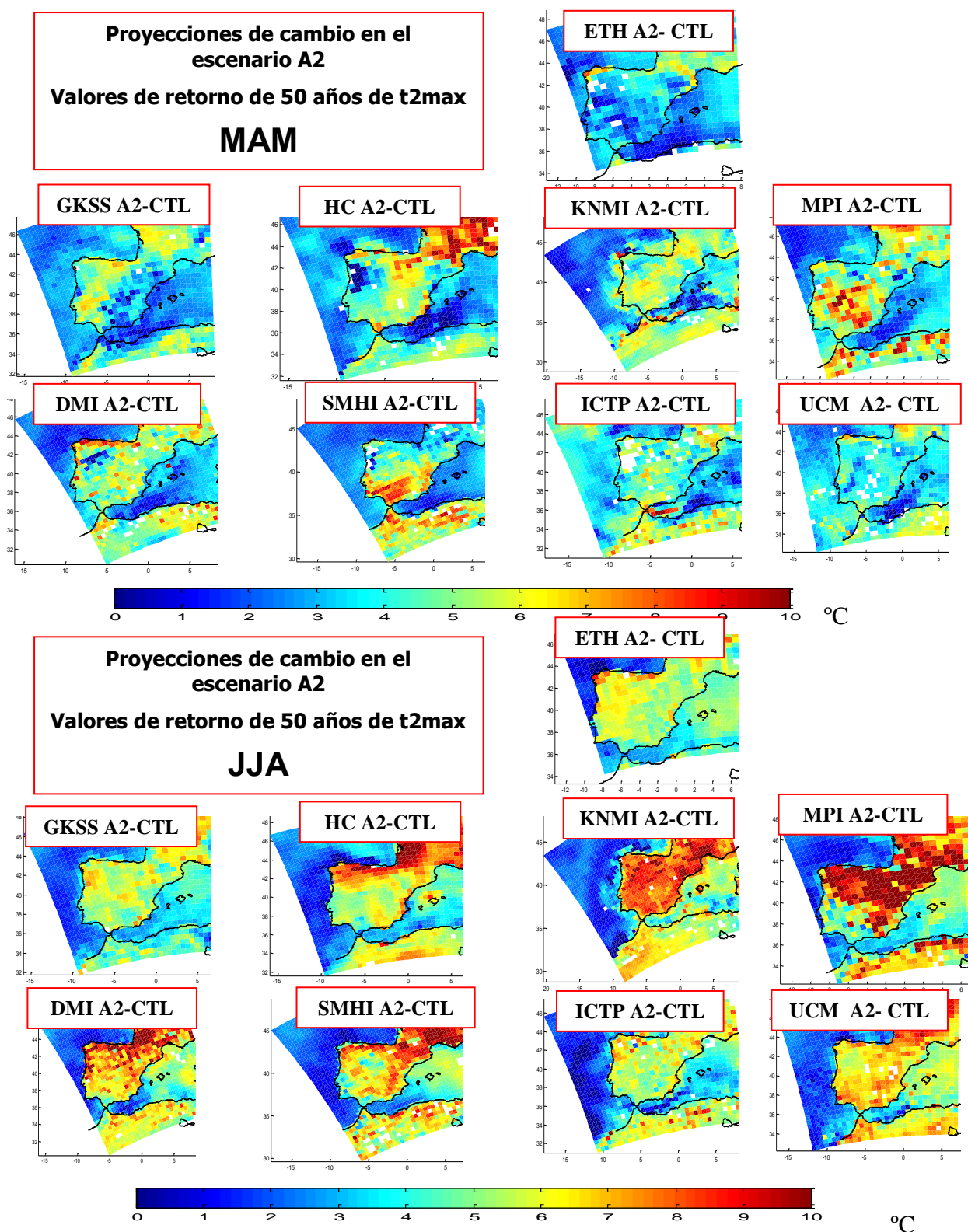


Figura 4.9 Mapas de proyecciones de cambio de los valores de retorno de 50 años de las t2max diarias en **primavera** (MAM) y **verano** (JJA) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL). En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

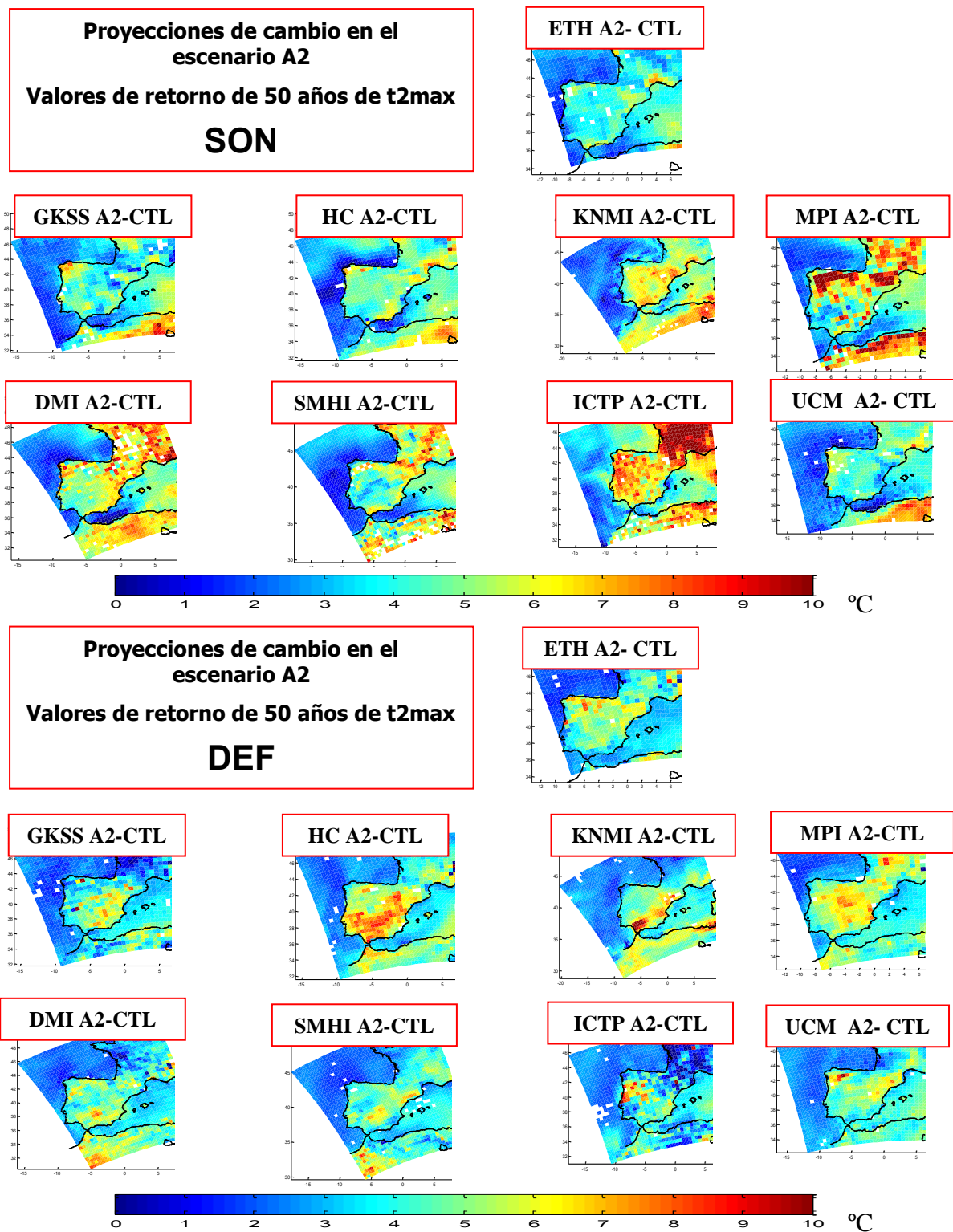


Figura 4.10 Mapas de proyecciones de cambio de los valores de retorno de 50 años de las t2max diarias en **otoño** (SON) e **invierno** (DEF) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL). En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

MEDIA DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares Todos los modelos responden a un aumento de la media de temperatura máxima en toda la Península, en el escenario B2 es de aproximadamente 3-4°C mientras que en A2 el aumento es mayor, sobre todo en la mitad sur de la Península, de 4-5°C. UCM es el que vaticina más diferencias entre los escenarios aproximadamente tres grados más A2 que B2 el resto de los modelos 2°C.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares UCM en CONTROL muestra menor t2max en mitad norte que el resto de los modelos. Pocas diferencias entre B2 y CONTROL solo DMI distribuciones muy diferentes al resto de los modelos. Aumento de 6°C incluso en la mitad norte en el escenario A2. Entre A2 y B2 diferencias de 1.5°C.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares En otoño el escenario B2 vaticina aumento de las temperaturas respecto a las dadas en CONTROL en 2°C-4°C en todos los modelos salvo UCM que aumenta 3.5°C. En el escenario A2 aumento de 4-5°C en casi toda la Península Ibérica. Mayores diferencias en A2 respecto a B2, dos grados en zona noreste.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares CONTROL y B2 distribuciones muy parecidas en todos los modelos, mientras que en el escenario A2 diferencias de 3-4°C en el sur de la península.</p>

PERCENTILES DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares En primavera también el aumento de 5-6°C en el escenario A2 de cambio climático está presente en todos los modelos, y en B2es 4°C.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares En verano B2 DMI y SMHI presentan diferencias con CONTROL de más de 6°C en la mitad norte de la península. UCM en la zona centro. A2: el aumento de temperaturas de más de siete grados se manifiesta en prácticamente toda la península en todos los modelos, pero es más raro en el norte. Los veranos de la costa cantábrica y atlántica en Galicia se van a volver más mediterráneos.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares Hay mucha diferencia entre invierno y otoño ya que, en Septiembre temperaturas muy altas y al ser los cuantiles Q90 y Q95 incluye estas temperaturas. En B2 aumentos de 2-3°C en la mayoría del territorio peninsular y en algunas regiones dispersas de 5°C. En A2: Incrementos de 3°C en toda la península pero algunas zonas como La Mancha y Andalucía oriental superior a 6°C. En varios modelos también aumento en costa cantábrica de 6°C y en KNMI este aumento en los dos tercios este.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares En B2: No hay apenas variación con CONTROL, 3°C en los lugares de mayor diferencia En A2: Solo en la zona sureste, meseta palentina y Sistema Ibérico los aumentos son mayores 4°C, en el resto de la península no llegan a 3°C.</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2

PRIMAVERA

Península Ibérica y Baleares

En A2 y B2 todos los modelos temperaturas superiores a las de CONTROL.

Sigue ocurriendo que en **primavera** con los escenarios A2 y B2 presenta temperaturas menores en el norte que en **otoño**, a medida que es mayor el periodo de retorno estas temperaturas frescas desaparecen y en el escenario A2 en **primavera** la mitad sur con temperaturas de 45°C valor

Los nueve modelos proyectan temperaturas altas y aumento en escenarios de cambio climático.

VERANO

Península Ibérica y Baleares

La mayoría de los modelos alcanzan temperaturas superiores a 45°C en la mitad sur de la PI, y en el periodo de retorno de cincuenta años llegan a alcanzar 50°C en el escenario A2.

El incremento de temperatura vaticinado por casi todos los modelos de **más 8°C** en el escenario A2 es muy importante porque la zona norte también se ve afectada. Los modelos ETH, GKSS e ICTP son los tienen un pronóstico más suave.

Una vez realizados los mapas diferencias con el escenario **A2-CTL** en **verano** y con periodo de retorno de cincuenta años hay un aumento probable claro de la temperatura de **6-7°C** y algunos modelos muestran hasta de **8°C** en el norte

Es prácticamente seguro alcanzar temperaturas superiores a 45°C en mitad sur todos los modelos. Los vaticinios de **altísimas temperaturas** en **verano** del periodo de retorno de cincuenta años coinciden en todos los modelos y en todas las regiones, variando desde los 42°C hasta los 50°C.

OTOÑO

Península Ibérica y Baleares

En **otoño** el escenario A2 vaticina que en la península hay algún valor que aparecerá en cincuenta años superior a 40°C.

Aumento de **temperaturas extremas** en **otoño** en todos los modelos prácticamente seguro (99-100%)

INVIERNO

Península Ibérica y Baleares

En la mitad norte en el escenario B2 se mantiene en los tres periodos de retorno temperaturas máximas extremas de 10°C, pero en la mitad sur se ve el aumento de temperatura de cinco años de retorno con temperaturas de 20°C a cincuenta años de periodo de retorno a 35°C.

En A2 mitad sur y 50 años temperaturas de 25°C en **invierno**.

El aumento de valores extremos de temperatura máxima proyectado por los modelos es prácticamente seguro.

4.2 Proyecciones de cambio en temperaturas mínimas diarias

Tras comparar el comportamiento de los modelos en el escenario B2 con la variable t_{2min} se observaron las discrepancias entre ICTP y el resto de los modelos, mientras que con las otras variables no había ocurrido. Se investigó la causa y hay que advertir que ha sido necesario quitar 9 días de ceros absolutos t_{2min} ICTP en el escenario B2. La explicación se puede consultar en el (Anexo 4.2).

4.2.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En las figuras de 4.11 a 4.14 se muestran las distribuciones estacionales (MAM, JJA, SON, DEF) de los cambios en los promedios de temperaturas mínimas diarias proyectados por cada modelo en cada escenario de emisiones (A2 - CTL y B2 - CTL). También se incluye en cada figura las diferencias entre los dos escenarios (A2 – B2) de los cuatro modelos que simulaban ambos.

Igual que en el caso de las t_{2max} , en la magnitud de los cambios proyectados para las temperaturas mínimas (t_{2min}) se aprecia una independencia de la altura topográfica. Y, como era de esperar, también se observa que los proyectados incrementos de t_{2min} diarias para el último tercio de este siglo (2071-2100) son entre 1 y 2°C mayores en el escenario A2 que en el B2.

Los aumentos de t_{2min} son en general más acusados en verano y otoño y algo menores en invierno. No obstante, estos cambios no se distribuyen por igual en la Península. Así, los mayores aumentos en verano (entre 4 y 5°C) se localizan en la zona del interior peninsular (fig. 4.12), mientras que en otoño son más homogéneos en todo el territorio (fig. 4.13). En primavera los incrementos medios de t_{2min} superan los 3°C en la mitad meridional y se sitúan entre 2 y 3°C en la franja norte (fig. 4.11). Finalmente, en invierno los aumentos más notables (entre 2.5 y 3.5°C) tienden a localizarse en la mitad oriental y en general se mantienen por debajo de 2.5°C en el tercio más occidental (fig. 4.14).

Estos son los resultados del cambio proyectado para los promedios estacionales de las t_{2min} diarias que muestran la mayor parte de los modelos, pero hay que advertir que los valores de calentamiento son algo menores en dos o tres de ellos, lo que de nuevo habla de la incertidumbre asociada a estas proyecciones. Estas discrepancias en los valores del cambio en t_{2min} que muestran los modelos, algo más notables en invierno, podrían estar asociadas a la diferente sensibilidad con que simulan los cambios en la cubierta nubosa (seguramente a causa de las diferentes parametrizaciones físicas que usan estos modelos), la cual condiciona tan decisivamente el enfriamiento nocturno.

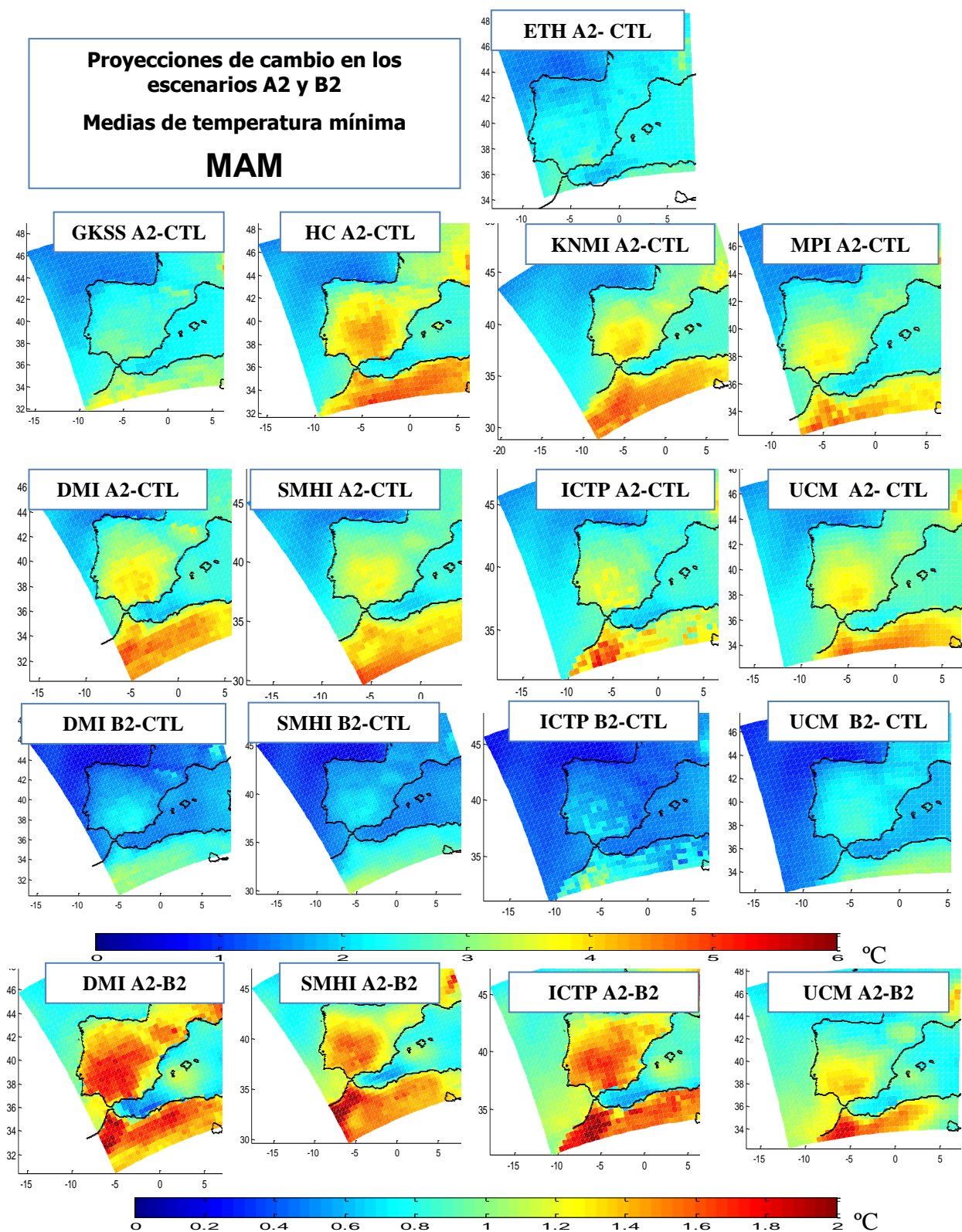


Figura 4.11 Mapas de proyecciones de cambio de los promedios de t_{2min} diarios en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la lon y en ordenadas la lat.

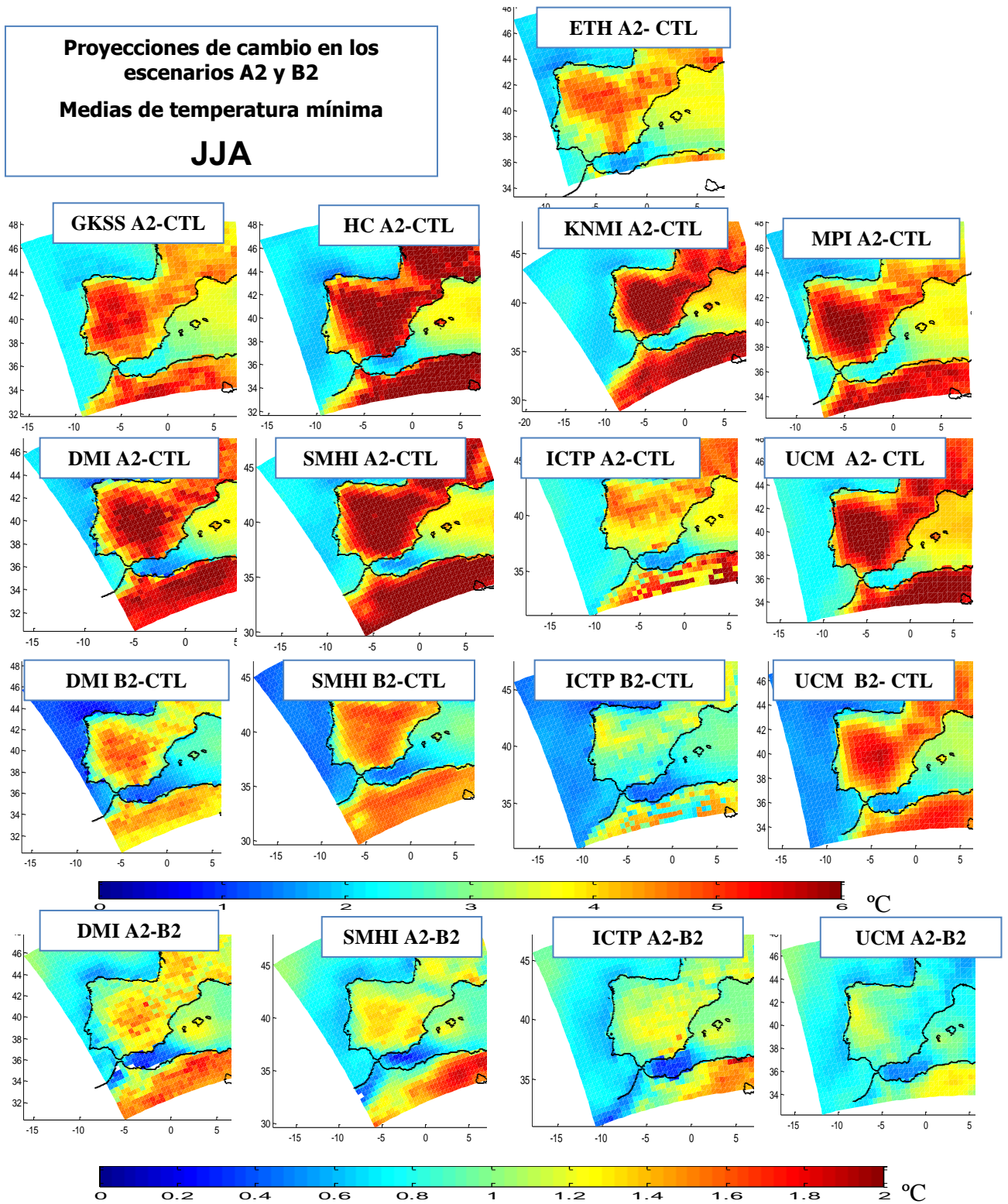


Figura 4.12 Igual que figura 4.11 pero en **verano (JJA)**

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

Medias de temperatura mínima

SON

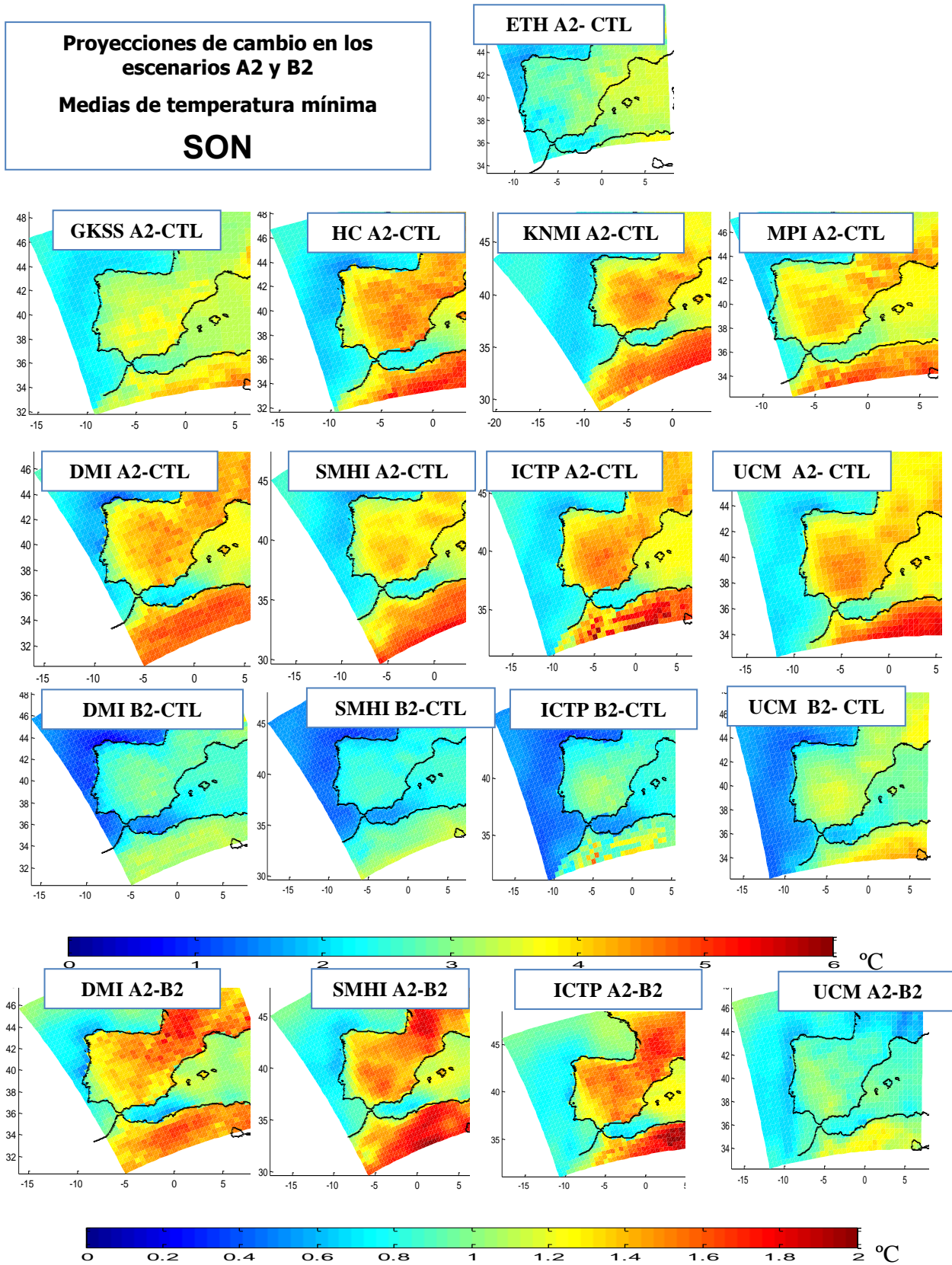


Figura 4.13 Igual que en figura 4.11 pero en otoño (SON).

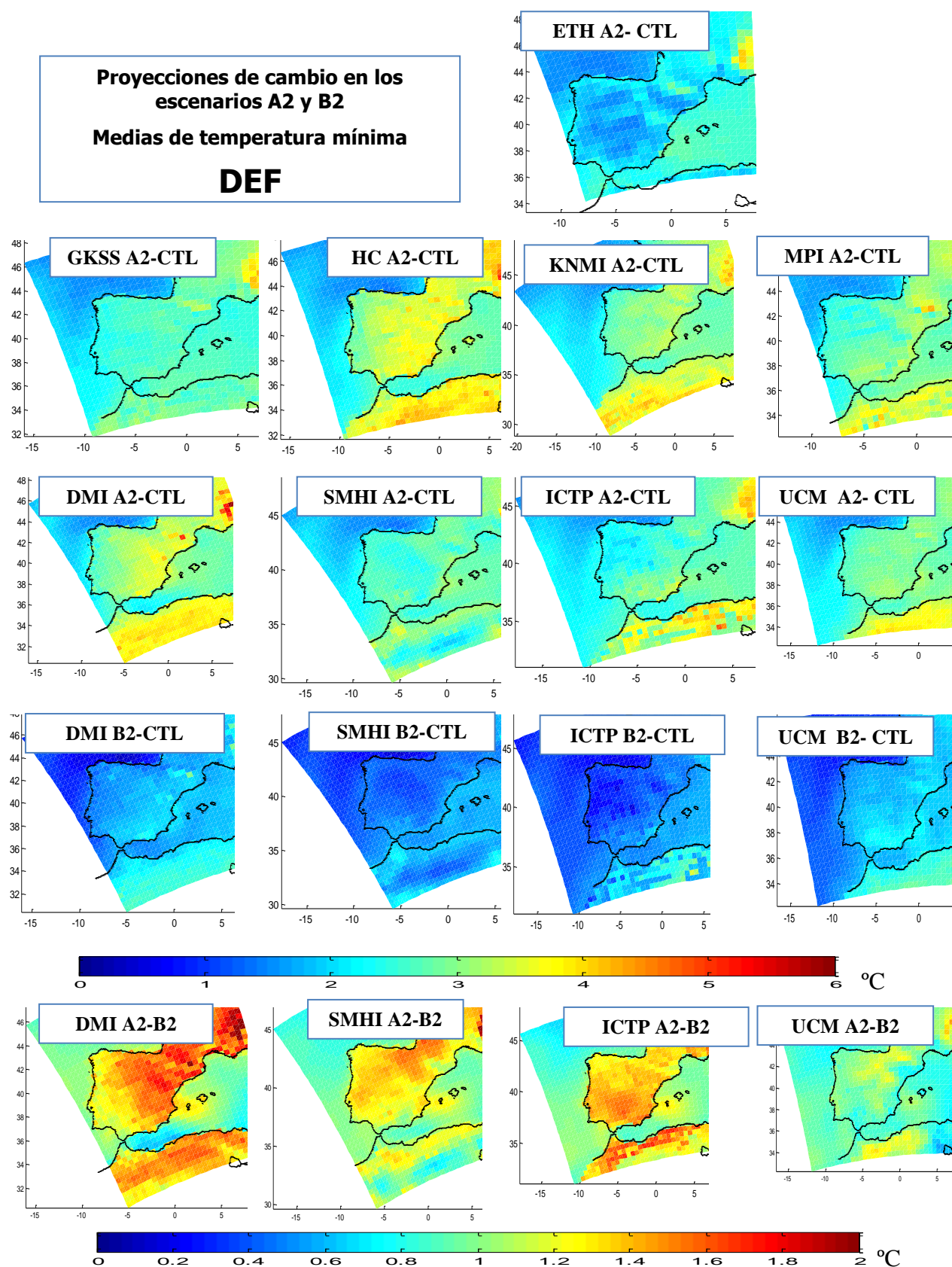


Figura 4.14 Igual que figura 4.11 pero en **invierno** (DEF)

En el Cuadro A4.6 del Anexo 4 se resume de forma cuantitativa los cambios proyectados en la t_{2min} para los dos escenarios de emisiones (A2 y B2).

4.2.2 Percentiles de temperatura mínima en superficie

Para analizar las proyecciones de los cambios en la intensidad de condiciones extremas frías se consideran los valores del cuantil 10 (Q10) de la distribución de temperaturas mínimas diarias simuladas por el conjunto de RCMs (en la figura A4.9 y el Cuadro A4.7 del Anexo 4 se muestran los mapas en los cuantiles Q5 y Q10 en invierno de todos los modelos en ambos escenarios de cambio climático). En las figuras 4.15 a 4.18 se muestran los cambios en Q10 que cada uno de los modelos proyectan para el periodo 2071-2100 y cada estación del año (MAM, JJA, SON y DEF) en los escenarios A2 y B2 respecto a los valores de CONTROL (1961-1990).

Como muestran dichas figuras, las distribuciones estacionales de los cambios proyectados en la Península son en general bastante similares a las de los cambios de los promedios de t_{2min} , comentados en el sub-apartado anterior. Es decir, los incrementos mayores de Q10 se obtienen en verano y los menores en invierno y primavera. Pero esta semejanza deja de observarse en la distribución geográfica y la magnitud de los cambios, como se detalla a continuación.

En primavera (fig. 4.15) se aprecia claramente que el cambio proyectado en los valores de Q10 se mantiene en todos los modelos alrededor de 1°C menor que el correspondiente a los promedios (fig. 4.11), especialmente en la mitad meridional y el interior de la Península. En invierno (fig. 4.18), la mayor parte de los modelos proyectan también un menor incremento en el valor de Q10 que en el promedio, pero también en la mitad oriental de la Península. No obstante, en otoño (fig. 4.17) y muy especialmente en verano (fig. 4.16A), lo más destacable es que los aumentos de Q10 son bastante similares a los del promedio de t_{2min} en la mayor parte de la Península, pero vuelven a resultar menores en la franja septentrional y sobre todo al norte de los Pirineos.

Es decir, igual que ocurre con las temperaturas máximas, el cambio en las distribuciones de frecuencia de las t_{2min} diarias no consiste en un simple corrimiento hacia valores mayores en clima futuro, sino también se altera su forma.

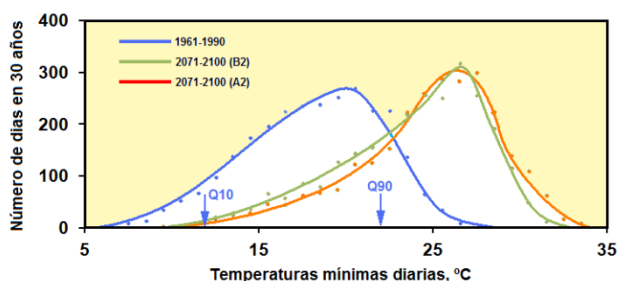
Un menor aumento en Q10 que en el promedio de t_{2min} se interpreta como que en el futuro seguirían registrándose t_{2min} tan anómalamente frías como en el clima pasado reciente, aunque con menor frecuencia. Mientras que cuando el aumento en Q10 fuera similar al del promedio indicaría que sería mucho menos probable que las t_{2min} futuras alcanzaran valores extremos tan fríos como en el clima pasado reciente.

Resulta también de interés analizar los cambios que se proyectan en el cuantil 90 (Q90), es decir en los extremos cálidos de las temperaturas mínimas diarias, durante el periodo

estival. Este sería un buen indicativo sobre el posible incremento de la frecuencia e intensidad de lo que se conoce por el nombre de “noches tropicales”, que se definen como aquellas en que la temperatura mínima supera 20°C. Como se observa en la figura 4.16B, los incrementos que se proyectan para Q90 respecto al del promedio de t_{2min} varían entre 0.5°C en el interior y sur de la Península y 1.5°C en la franja septentrional. Esto significa que la frecuencia e intensidad de las “noches tropicales” aumentaría más en la franja norte que en el interior o el sur peninsulares.

Los mayores aumentos en los valores de Q90 que en los promedios, igual que ocurre con las temperaturas máximas (ver sub-apartado 4.1.2), parecen indicar que el cambio en las distribuciones de frecuencia de las t_{2min} no consistiría en un simple corrimiento hacia valores mayores en clima futuro, sino

que también se alteraría su forma. Como un ejemplo ilustrativo de este comportamiento, en la figura adjunta muestran las distribuciones de frecuencia de las temperaturas mínimas diarias en verano en un



se

punto situado en el centro de la Península, que fueron simuladas por uno cualquiera de los RCMs en los periodos 1961-1990 y 2071-2100 para el caso de los escenarios de emisiones B2 (medias-bajas) y A2 (medias-altas). Según se observa, en ambos escenarios resultaría que en el último tercio de siglo se experimentaría en dicho lugar temperaturas mínimas diarias por encima de las que “actualmente” se consideran excepcionalmente altas (Q90: cuantil 90), en más de la mitad de los días del periodo estival. (Ver en el Anexo 4 figuras A4.12A y B Q90 y figuras A4.13AyB Q10 en verano)

En la figura A4.10 del Anexo 4 se pueden consultar las proyecciones de cambio climático en el escenario A2 del cuantil Q5 en invierno de los cinco modelos que no simulan el escenario B2. Y en la figura A4.11, los mapas correspondientes a primavera y otoño del cuantil Q90 de valores más altos de t_{2min} en invierno de los cuatro modelos que simulaban el escenario B2.

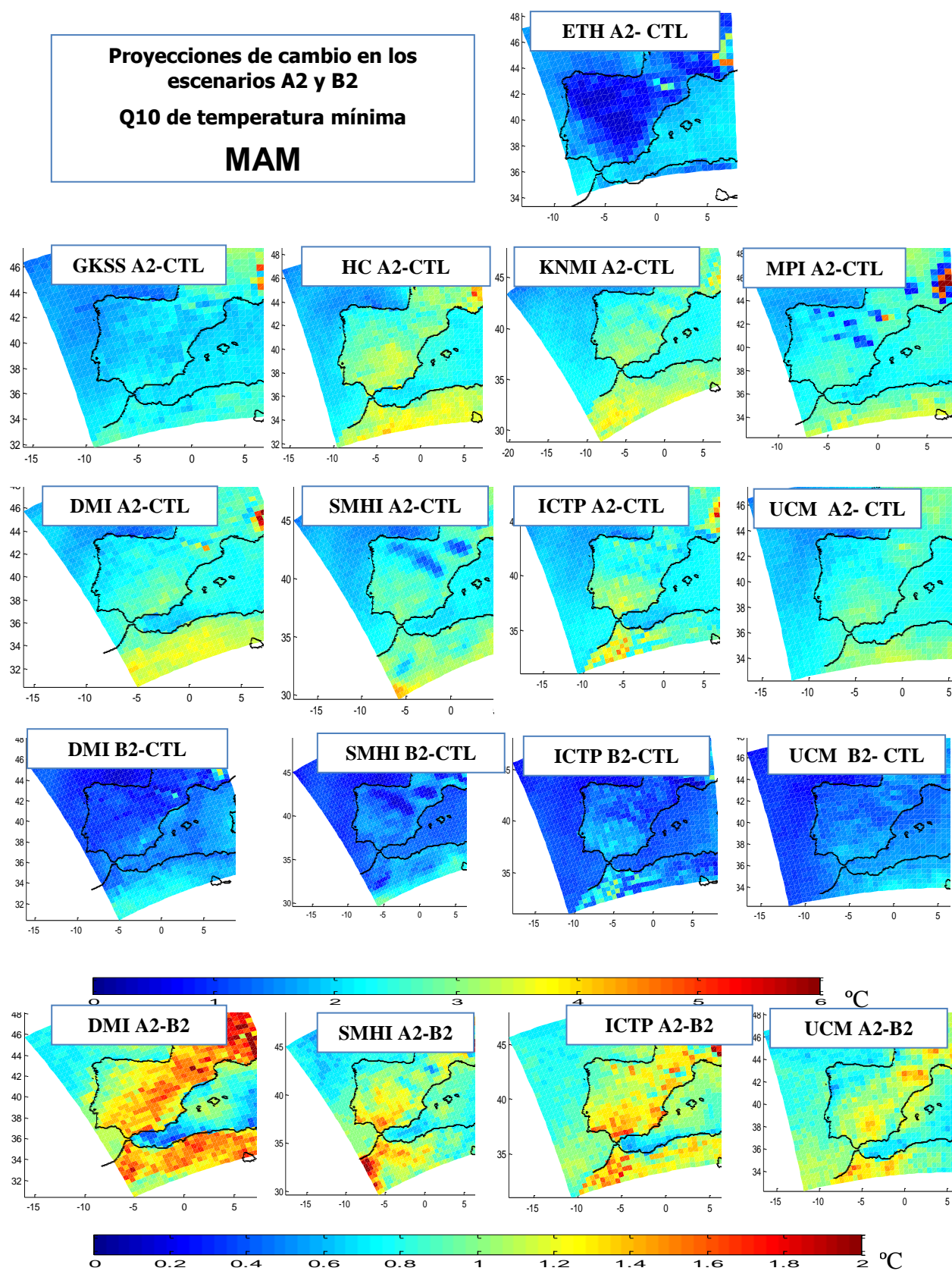


Figura 4.15 Mapas de proyecciones de cambio del cuantil 10 (Q10) de la distribución de t_{\min} diarias en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

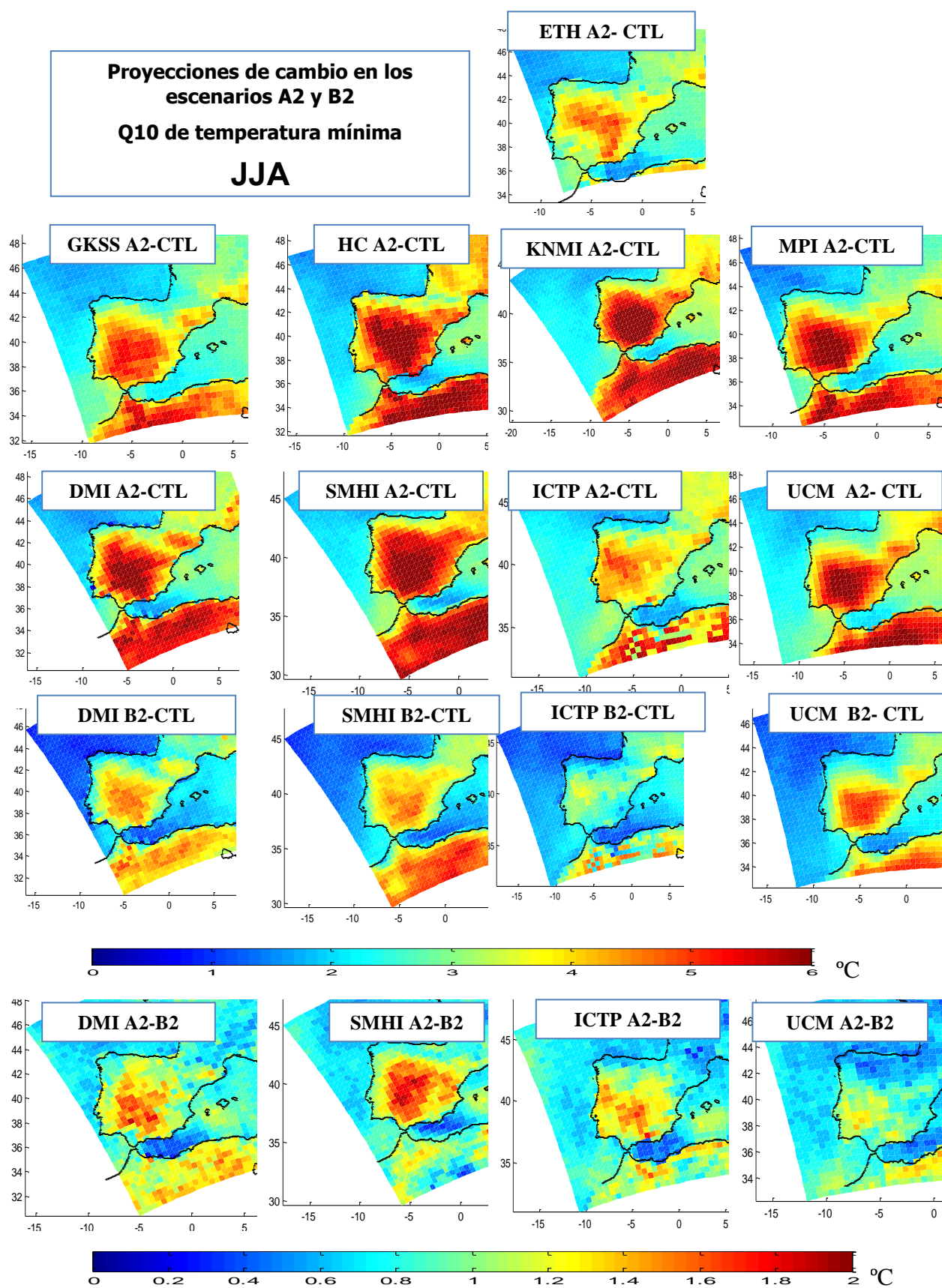


Figura 4.16A Igual que figura 4.15 , pero en **verano (JJA)**.

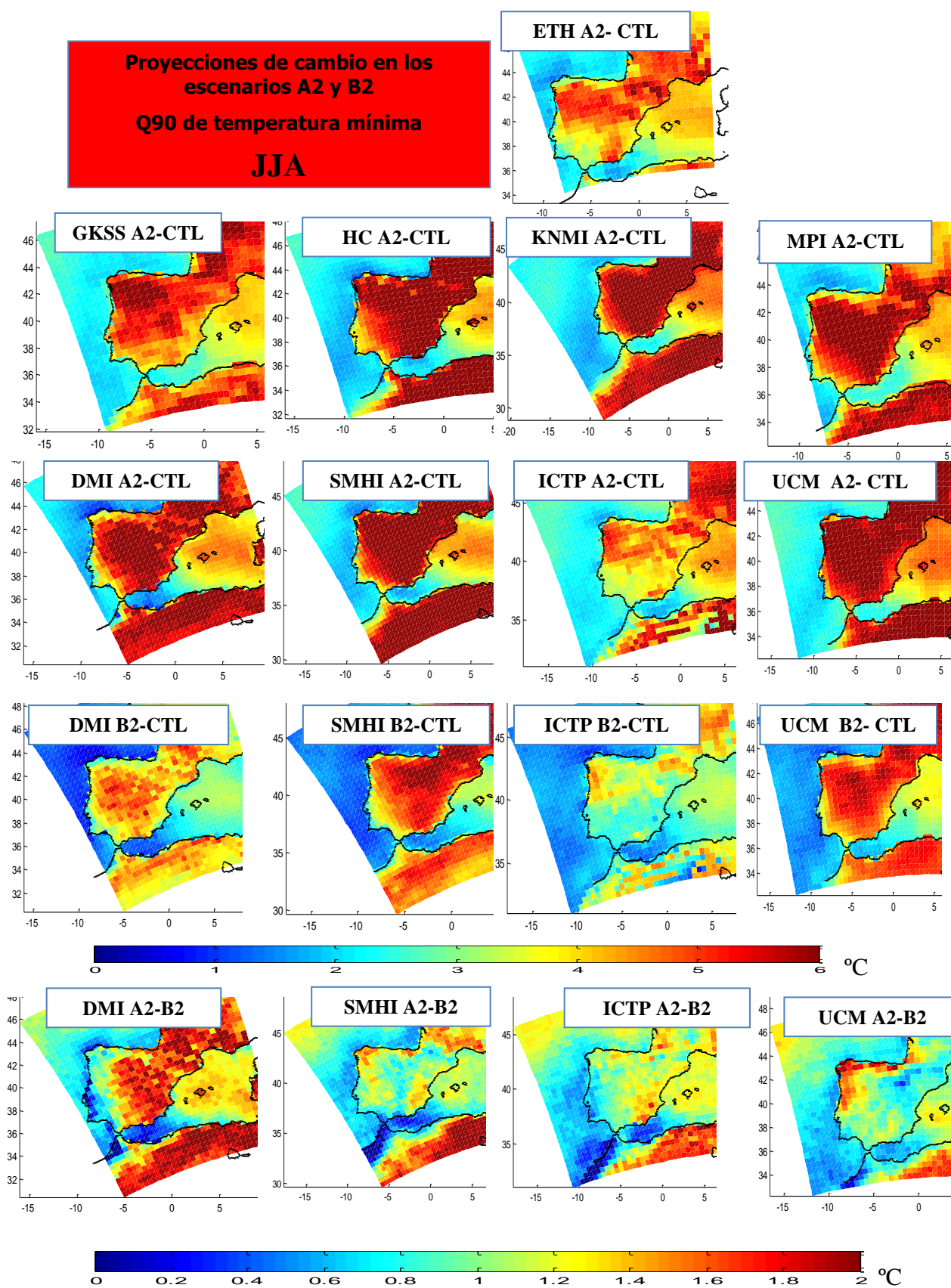


Figura 4.16B Mapas de proyecciones de cambio del cuantil 90 (Q90) de la distribución de t_{2min} diarias en **verano** (JJA) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados.

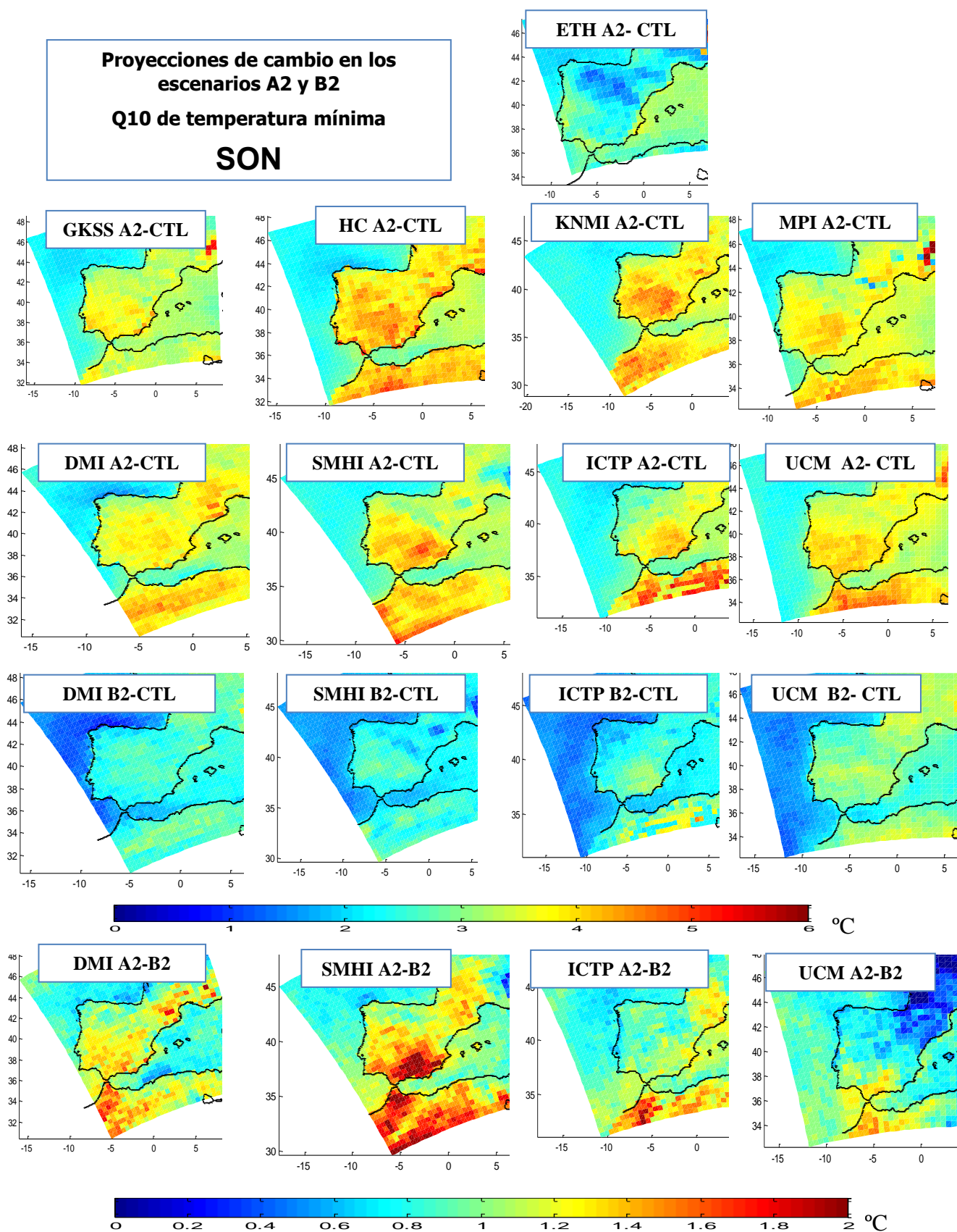


Figura 4.17 Igual que figura 4.15 , pero en otoño (SON).

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

Q10 de temperatura mínima

DEF

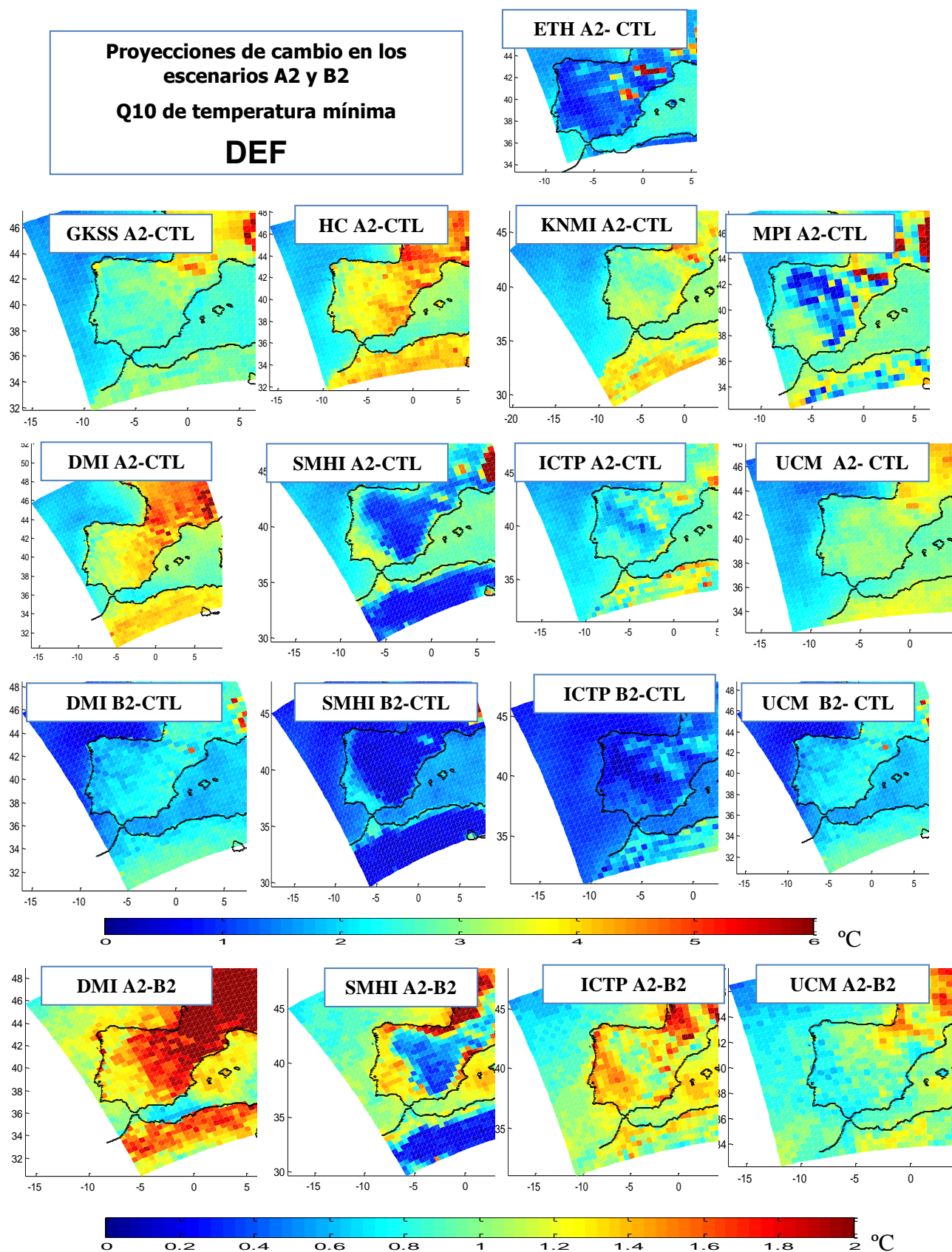


Figura 4.18A Igual que figura 4.15 , pero en **invierno** (DEF).

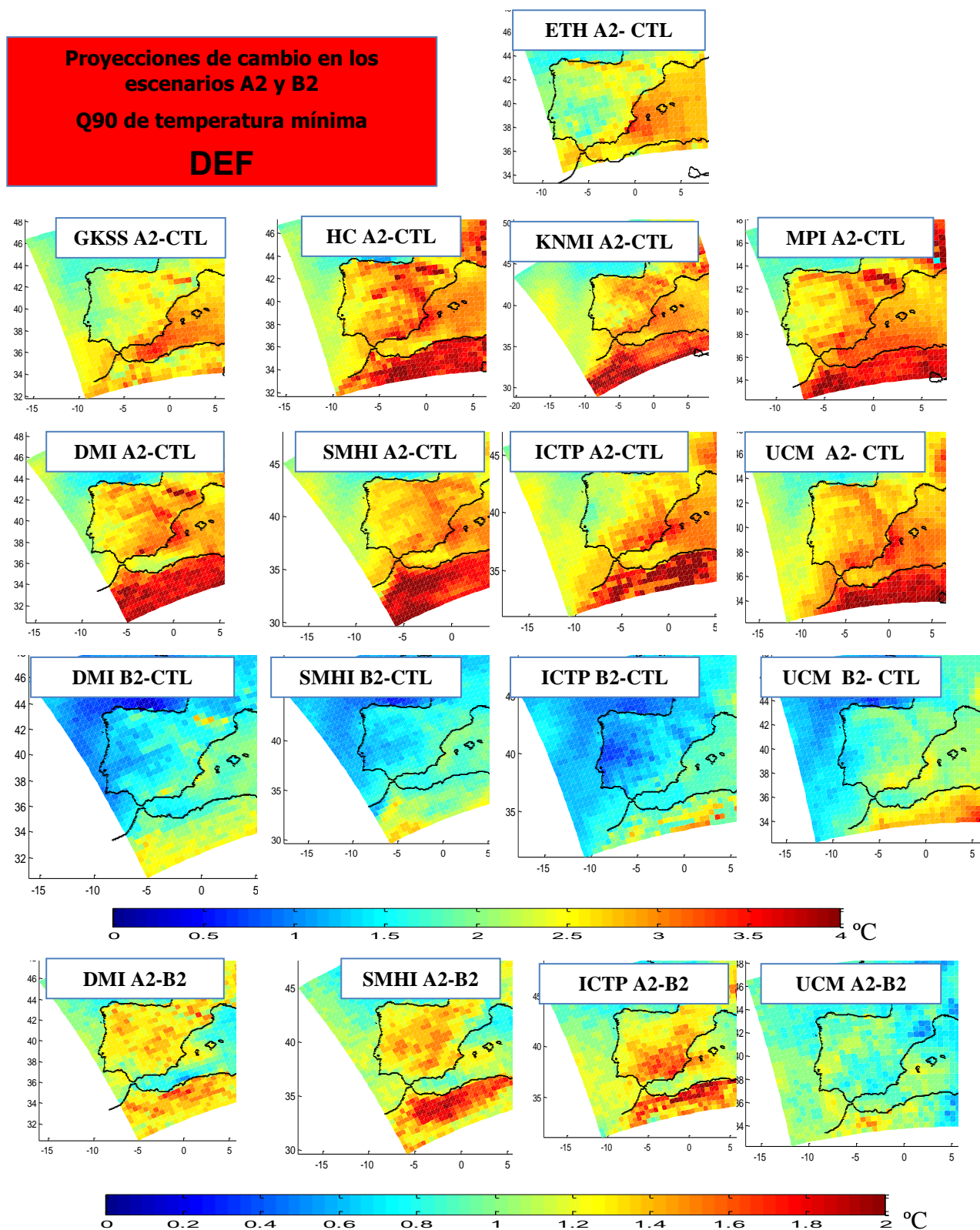


Figura 4.18B Mapas de proyecciones de cambio del cuantil 90 (Q90) de la distribución de t_{2min} diarias en **invierno** (DEF) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. Obsérvese la diferente escala de las dos familias de mapas. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados.

4.2.3 Valores de retorno de temperatura mínima en superficie

Coincidiendo con lo comentado en el sub-apartado 4.1.3 respecto a las temperaturas máximas diarias, se ha comprobado que considerar ventanas de 1, 3 ó 5 días tampoco tiene influencia significativa alguna en los resultados de los valores de retorno que resultan de los experimentos de clima futuro (figura A4.14 del Anexo 4) Y lo mismo puede decirse sobre la notable semejanza entre las distribuciones de los valores de retorno de 5, 10 y 50 años de las t_{2min} diarias (figura A4.15 del Anexo 4). Por ello, a continuación solo se presentarán los resultados del cambio proyectado por cada modelo en clima futuro (2071-2100) respecto al presente (1961-1990) para los valores de retorno de 50 años (VR50) de t_{2min} diarias tomando una ventana de 1 día.

En las figuras de 4.19 a 4.22 se muestran los mapas del cambio proyectado en VR50 que resulta de la diferencia entre los resultados de las simulaciones realizadas por cada modelo en los escenarios de emisiones (A2, B2) y en el experimento de CONTROL correspondientes a cada estación del año. En estos mapas, las celdillas coloreadas en blanco corresponden a aquellas en que los ajustes a distribuciones GEV no han pasado los filtros de forma y la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov, según se explicó en el capítulo 2.

De nuevo, lo más destacado en estos resultados de cambio de VR50 son las notables discrepancias entre los diversos RCMs y la notable inhomogeneidad espacial de los valores que se deducen de ellos. La explicación más razonable de este comportamiento coincide con lo expresado en el sub-apartado 4.1.3 sobre el cambio en los valores de retorno de las t_{2max} diarias.

Esta elevada incertidumbre no permite extraer conclusión alguna a escala de celdillas individuales de los RCM. Tan solo, igual que en el caso de las t_{2max} , cabría indicar los intervalos de valores de cambio de VR50 de t_{2min} que predominan en los mapas de resultados. Así, en primavera (fig. 4.19) el cambio predominante en la Península proyectado para VR50 se encuentra entre +1°C y +4°C en el escenario A2 y entre 0°C y +2°C en el escenario B2; en verano (fig. 4.20) entre +2°C y +5°C en el escenario A2 y entre +1°C y +3°C en el escenario B2; en otoño (fig. 4.21) entre +3°C y +5°C en el escenario A2 y entre +2°C y +5°C en el escenario B2; y en invierno (fig. 4.22A) entre +1°C y +3°C en el escenario A2 y entre +1°C y +2°C en el escenario B2.

En las figuras de A4.16 a A4.19 del Anexo 4 se pueden consultar los valores de retorno VR50 de t_{2min} simulados por todos los RCM.

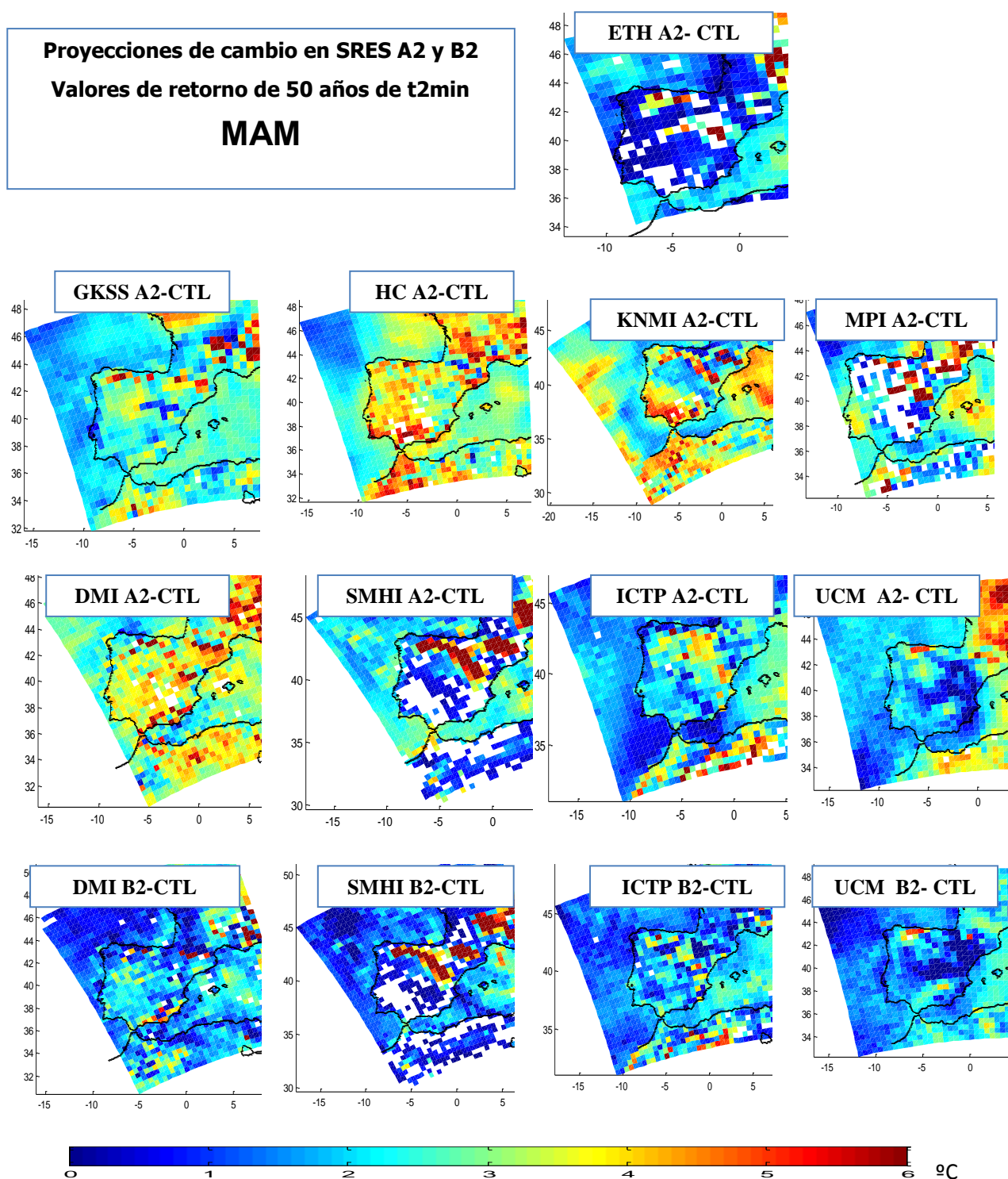


Figura 4.19 Mapas de proyecciones de cambio de los valores de retorno de 50 años de las t2min diarias en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL) y B2(B2-CTL) . En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

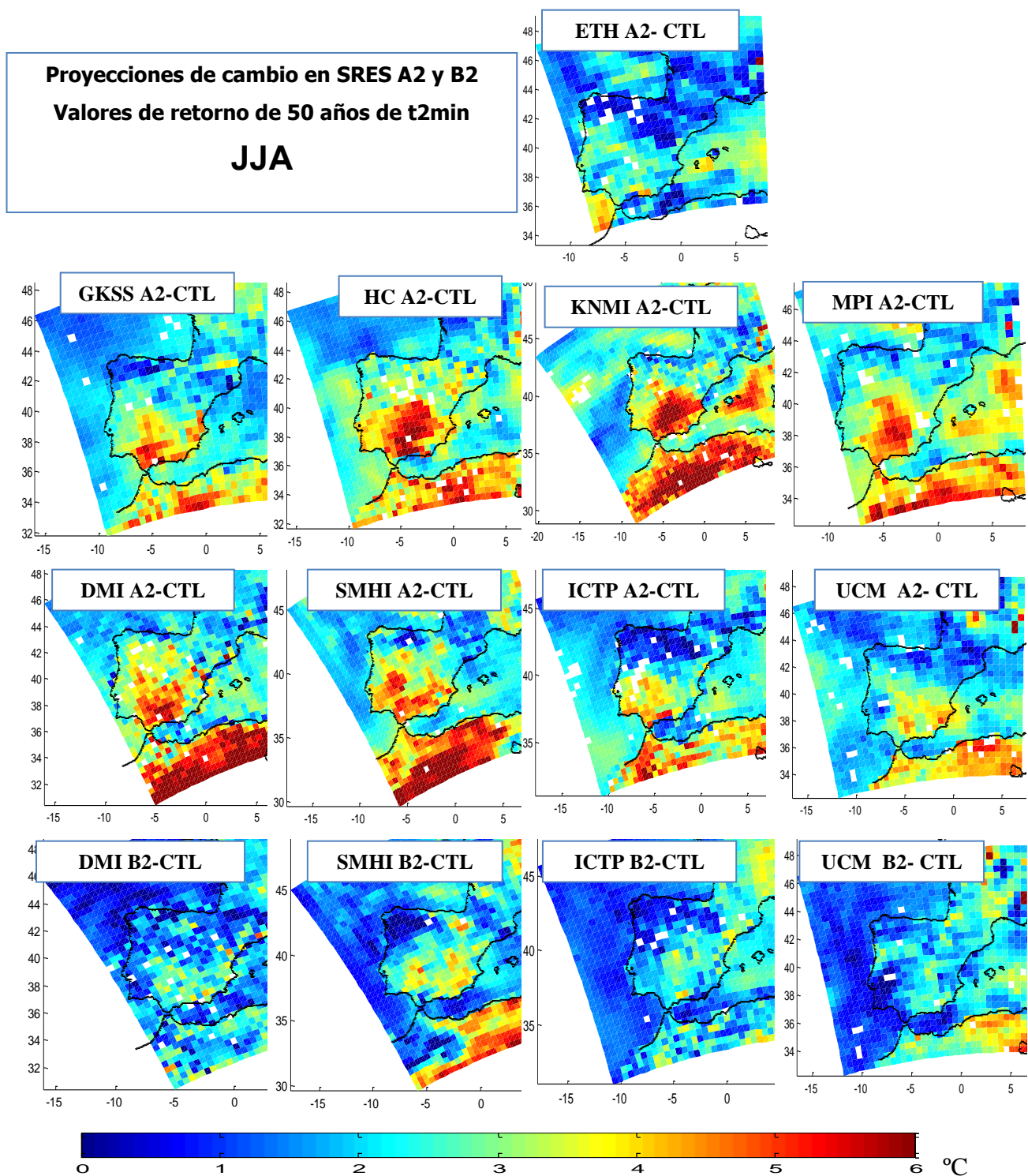


Figura 4.20 Igual que la figura 4.19 pero en **verano (JJA)**

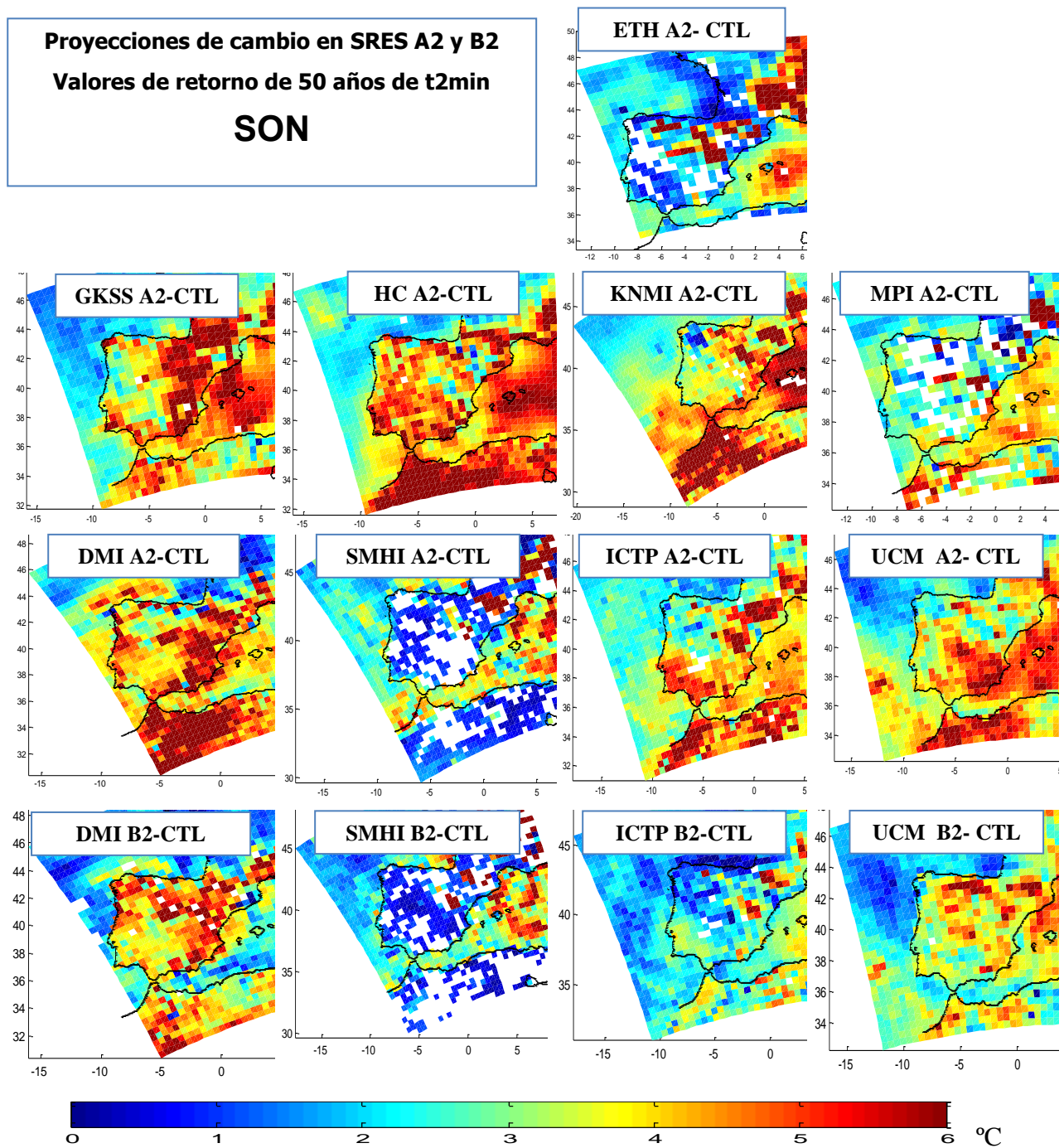


Figura 4.21 Igual que la figura 4.19 pero en **otoño (SON)**

Proyecciones de cambio en SRES A2 y B2
Valores de retorno de 50 años de t2min
DEF

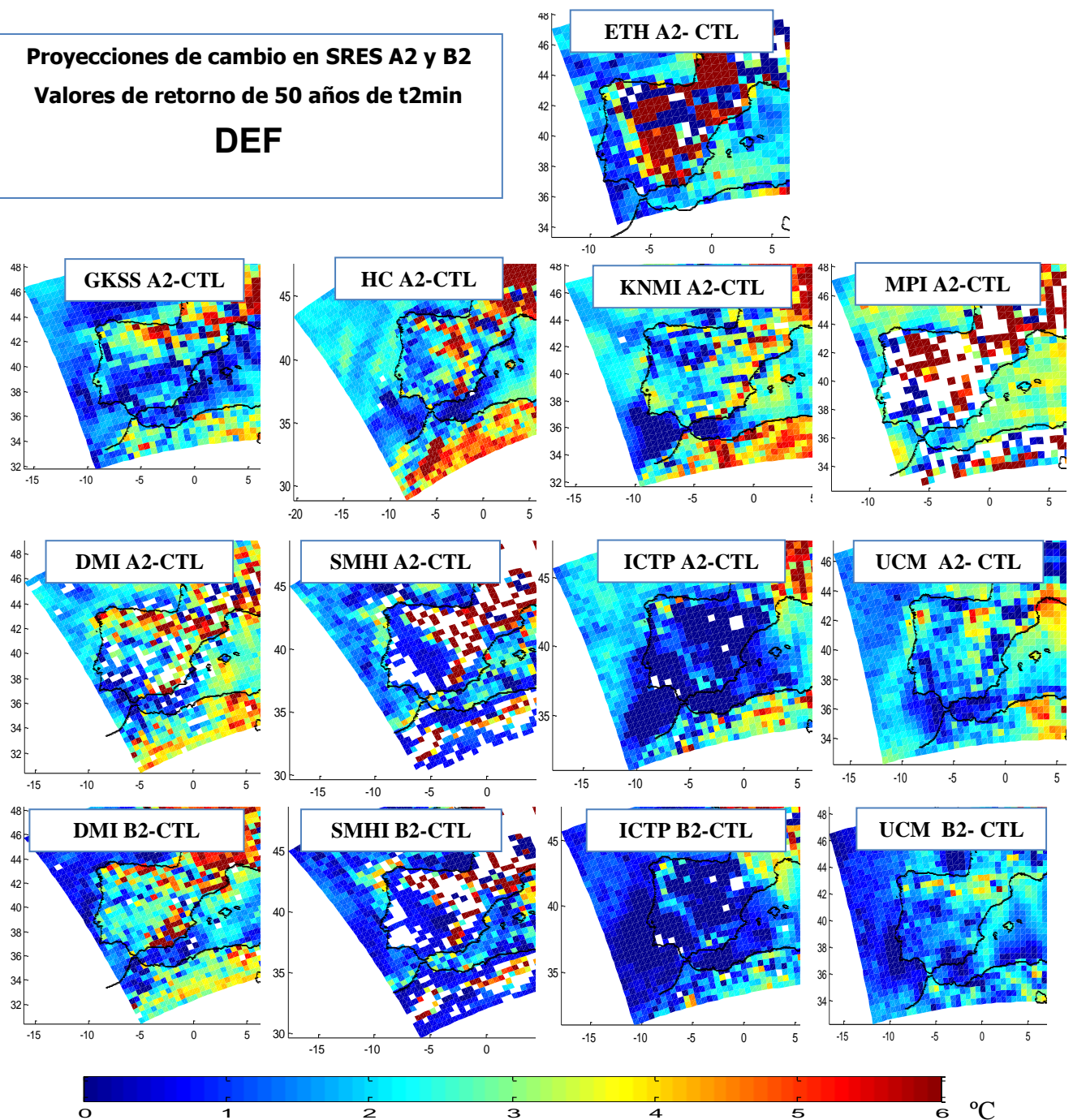


Figura 4.22A Igual que la figura 4.19 pero en **invierno (DEF)**

Así como en verano los escenarios proyectan elevadas temperaturas máximas y mínimas respecto a las de clima pasado reciente simuladas de CONTROL, véanse las noches tropicales, las temperaturas mínimas en invierno en Pirineos Figura 4.22B, por ejemplo, alcanzan valores inferiores a los de CONTROL. Es decir estos valores extremos de las variables son ‘signos **inequívocos**’ de variación en el clima.

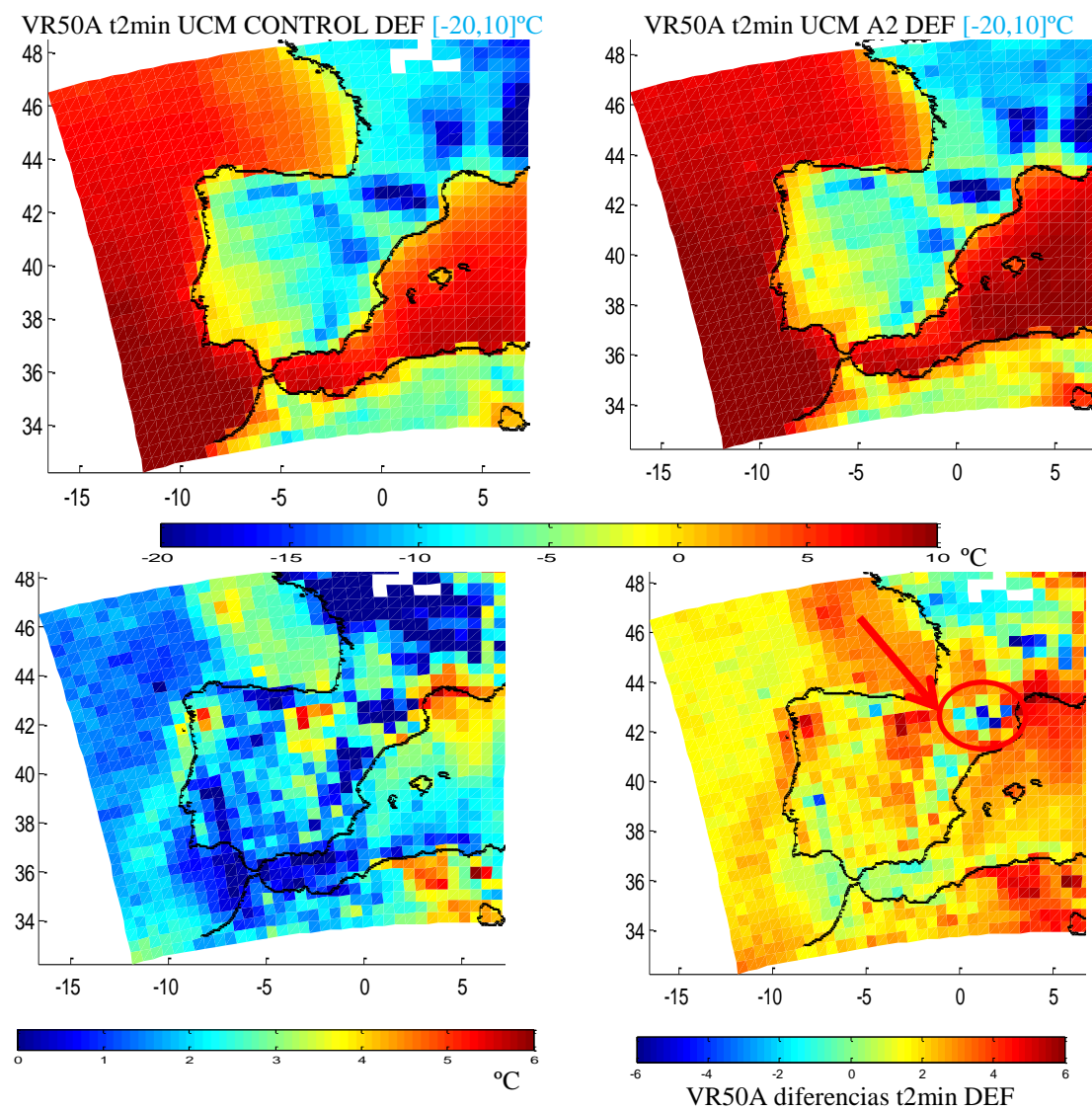


Figura 4.22B Fila superior : VR50A de t2min en invierno (DEF) en CONTROL y A2

Fila inferior: Proyecciones de cambio de VR50A de t2min en A2 en DEF con escala diferente

MEDIA DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares.</p> <p>B2 con CONTROL diferencia solo es de dos grados en casi toda la península en el modelo UCM, DMI y SMHI en Andalucía, mientras que ICTP menos de 1°C.</p> <p>Con el escenario A2, es DMI el que más diferencia presenta con CONTROL de más de 4°C en Andalucía y más de 3°C en toda la península excepto en el norte y sistema ibérico que son 2°C.</p> <p>La distribución en los otros modelos es muy parecida aumento de la media temperatura mínima de dos-tres grados siendo los modelos ETH y GKSS los que alcanzan una subida más moderada en las tres estaciones.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares.</p> <p>En CONTROL DMI, HC, ICTP, MPI y UCM temperaturas mínimas muy altas en la mitad sur de la península.</p> <p>La variación de la media de la temperatura mínima es notable en todos los modelos tanto en el escenario B2 como A2. En el escenario A2 alcanza aumentos de casi 7°C.</p> <p>El gran aumento de temperatura mínima vaticinado por las proyecciones en verano lo corroboran todos los modelos</p> <ul style="list-style-type: none"> • NOCHES TROPICALES
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>La media de temperatura mínima en los escenarios de cambio climático ha variado también pero menos que en primavera.</p> <p>En el escenario A2 respecto a CONTROL el aumento es 4°C y entre ambos escenarios A2 y B2 hay mayor variación en la zona noreste en DMI y en mitad sur en todos. ETH que es más conservador y vaticina menor aumento</p> <p>Elevación de temperatura en clima futuro de 4°C excepto ETH.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En el escenario B2 aumento de como máximo tres grados, al hacer la diferencia entre A2 y CTL de los modelos HC es el que detecta mayores diferencias, dos grados en la zona sur de la península.</p> <p>Cinco de los nueve modelos regionales europeos en la estación invernal manifiestan un aumento en la media de la temperatura mínima en el escenario A2 superior a tres grados</p>

CUANTILES DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>Todos los modelos manifiestan poca diferencia entre CONTROL y B2</p> <p>En A2 HC e ICTP 3-4°C en el sur.</p> <p>El modelo que menos diferencia señala es ETH</p> <ul style="list-style-type: none"> • 	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En algunos modelos hay diferencias de más de seis grados entre escenarios y CONTROL en verano en zonas como Extremadura, Andalucía y La Mancha.</p> <p>NOCHES TROPICALES</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Diferencias entre el escenario A2 y CONTROL de cuatro grados en casi toda la península en el Q 90, solo ETH manifiesta menos diferencias.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Diferencias de escenarios con CONTROL: dividida la península en tres: Extremadura y oeste de Andalucía 3-4°C Resto hacia el norte 1°-2°C y sorprendentemente celdillas en mitad oeste de Pirineos Andorra con diferencias de e 5°C , también en Teruel serranía de Cuenca 4- 6°C</p> <p>Si se comparan los cuantiles en invierno ,Q10 y Q5, el aumento de la temperatura mínima en escenario A2 de cambio climático es de 3-4°C excepto MPI, SMHI y ETH</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>En primavera la distribución de los valores de retorno de cincuenta años de las temperaturas mínimas es parecida, un poco más amplias las zonas de temperaturas bajo cero en primavera, ya que en otoño no aparece el Sistema Ibérico y en primavera sí.</p> <p>SMHI y ETH son, junto con ICTP, los modelos que peor se comportan en primavera y otoño</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En verano los modelos indican que en los sistemas montañosos de la meseta norte, Pirineos y cornisa cantábrica también alcanza valores bajo cero pero en el escenario B2 zonas más amplias que en A2.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Temperaturas mínimas más suaves en A2 que en CONTROL. Mitad norte de la península con temperaturas bajo cero en valor de retorno de 50 años.</p> <p>Varios modelos con celdillas rechazadas</p> <p>Los modelos en A2 excepto ETH, KNMI, MPI, SMHI distribución triángulo superior este temperaturas - 5°C, estos cuatro distribución como si fuera escenario B2, temperaturas por encima de cero excepto Pirineos</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En el escenario B2 se alcanzan temperaturas mínimas más bajas que en el A2, franja norte, Burgos, Teruel y Sierra Nevada con temperaturas inferiores a -15°C también.</p> <p>En esta estación el número de celdillas rechazadas es mucho más drástico que en las otras variables y estaciones</p> <p>Los mapas diferencias tienen ‘mucho ruido’ y es complicado calcular el aumento de t2min en DEF</p> <p>En los Pirineos UCM marca temperaturas inferiores a las de CONTROL.</p>

4.3 Proyecciones de cambio en precipitación diaria

En este apartado se presentan los resultados de los cambios estacionales que simula cada uno de los modelos en los escenarios A2 y B2 con respecto al clima pasado reciente simulado (experimento de CONTROL) de los promedios de precipitación diaria, de las intensidades y frecuencias de “días lluviosos”, de los percentiles 90 (Q90) y de los valores de retorno de 50 años (VR50).

En el caso de los promedios, los Q90 y los VR50 los cambios se expresan mediante la diferencia entre los valores del escenario (A2, B2) y CONTROL respecto al valor de CONTROL: $(P_{ESC} - P_{CTL})/P_{CTL}$. Por tanto, si el resultado de estas operaciones resultara positivo (*negativo*) quiere decir que en el escenario considerado la precipitación proyectada sería un % superior (*inferior*) a la del clima pasado reciente. Por ejemplo, si el resultado fuera -0.3 significaría que en clima futuro se proyecta un 30% menos de precipitación que en clima pasado reciente, y si fuera +0.2 la precipitación futura aumentaría un 20% respecto a la actual. Para la comparación de los resultados en ambos escenarios se calcula la diferencia entre los valores de A2 y B2 respecto al valor de B2: $(P_{A2} - P_{B2})/P_{B2}$. En el caso de las frecuencias de días lluviosos los cambios se expresan mediante la razón entre su número en el escenario (A2 o B2) y su número en el experimento de CONTROL. Y para la comparación de los resultados en ambos escenarios se calcula la razón entre su número en A2 y en B2. Así, por ejemplo, un valor de 0.8 significaría en estos casos una reducción del 20% en el número días lluviosos y un valor de 1.1 se traduciría en un aumento del 10%.

4.3.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

Como en los anteriores análisis de los cambios en las temperaturas, en las figuras de 4.23 a 4.26 se muestran las distribuciones estacionales (MAM, JJA, SON, DEF) de los cambios en las precipitaciones diarias proyectados por cada modelo en cada escenario de emisiones (A2 - CTL y B2 - CTL), incluyéndose también en ellas las diferencias entre los dos escenarios (A2 – B2) de los cuatro modelos que simularon ambos.

En primavera (fig. 4.23) todos los modelos proyectan una disminución generalizada de los promedios de precipitación que llega a valores de hasta el 40% en la mitad meridional de la Península en el escenario A2 y de hasta el 25% en el escenario B2, mientras que en la franja septentrional el descenso se mantiene por debajo del 30% en el primer escenario y casi no se aprecian cambios en el segundo.

En verano (fig. 4.24) es cuando se proyectan las mayores disminuciones porcentuales, llegándose a reducciones superiores al 60% en la mayor parte del territorio peninsular en el escenario A2, aunque algunos modelos limitan dichas reducciones a un valor en torno al

40% en el norte-noreste. En el escenario B2 se observan en general disminuciones muy parecidas a las del A2.

En otoño (fig. 4.25) la mayor parte de los modelos (excepto MPI) proyectan en el escenario A2 disminuciones en torno al 30% en el sector suroccidental, mientras que señalan aumentos de hasta el 20% en el sector noreste de la Península. Esto parece indicar que la frecuente actividad convectiva típica de esta estación del año en las proximidades del Mediterráneo, que provoca lluvias de carácter torrencial, se incrementaría en este escenario futuro, lo que podría relacionarse con el incremento de la temperatura superficial del mar que todos los modelos proyectan. En el escenario B2 se repite este patrón espacial, aunque las disminuciones de precipitación en el suroeste se aminoran en torno al 10% respecto al A2, mientras que los aumentos en el noreste se mantienen en valores similares.

En invierno (fig. 4.26) es cuando se proyectan las menores disminuciones de precipitación en la mitad meridional, llegando apenas al 10% en el escenario A2 y algo menos en el B2. Sin embargo, todos los modelos proyectan incrementos en la mitad norte de la Península, especialmente en el escenario de emisiones más intensas (A2) donde se observan incrementos de hasta el 20% en todos los modelos, mientras que en el B2 apenas llegan a aumentos del 10%.

En los cuadros A4.9 y A4.10 del Anexo 4 se pueden consultar las proyecciones cuantitativas de cambio climático de otoño e invierno.

Como resumen, se puede señalar que los cambios estacionales proyectados en el promedio de precipitación diaria presentan una gran semejanza entre los modelos, lo que otorga a estas proyecciones un nivel de incertidumbre relativamente bajo. No obstante, hay que recordar que todos los modelos regionales (RCM) aquí considerados realizaron las simulaciones de clima futuro anidados en el mismo modelo global (ver capítulo 2), por lo que quizá una parte de la semejanza observada entre los resultados de los RCM se deba a esa circunstancia.

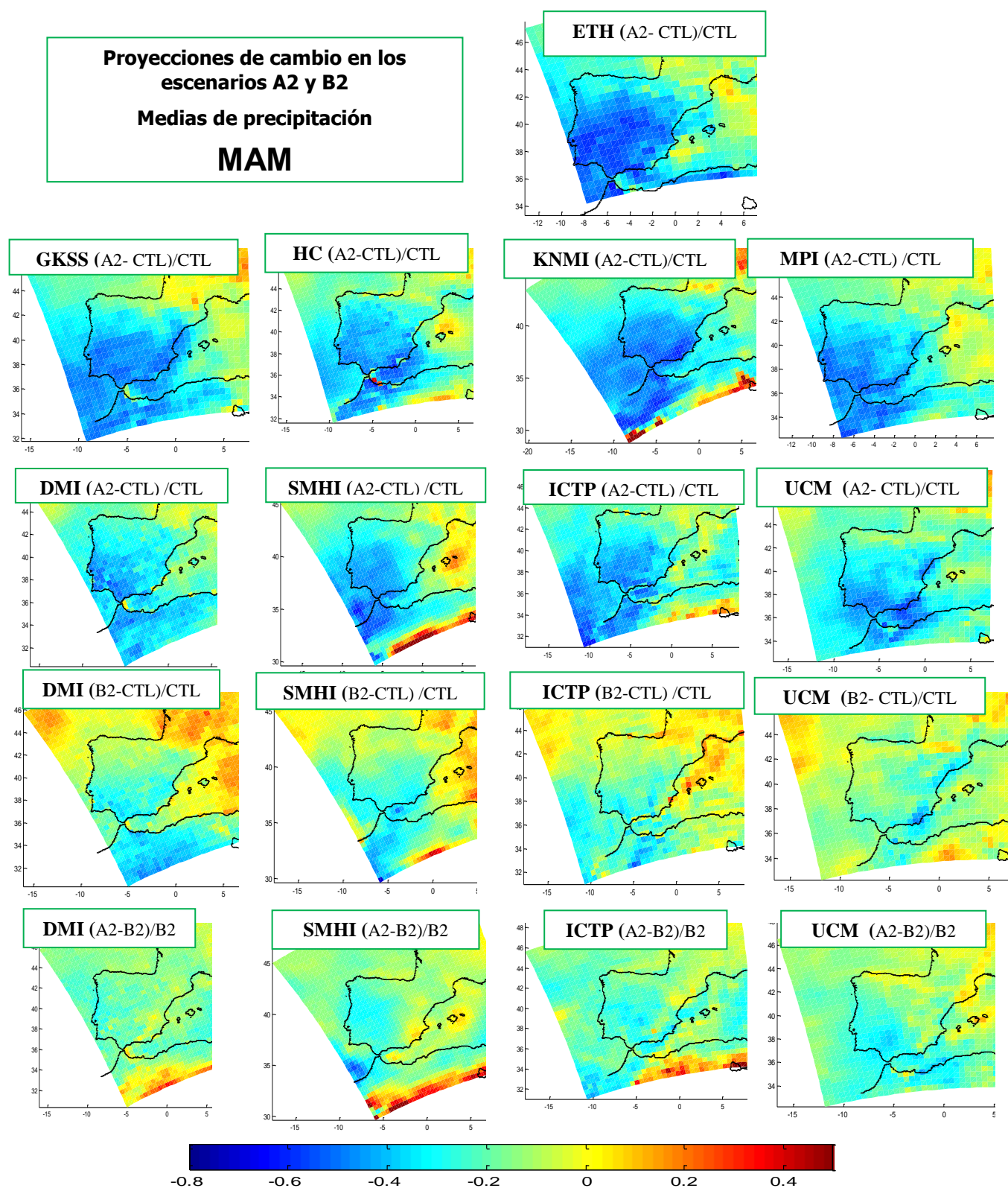


Figura 4.23 Mapas de proyecciones de cambio de los promedios de precip diarios en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL/CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL/CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2/B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

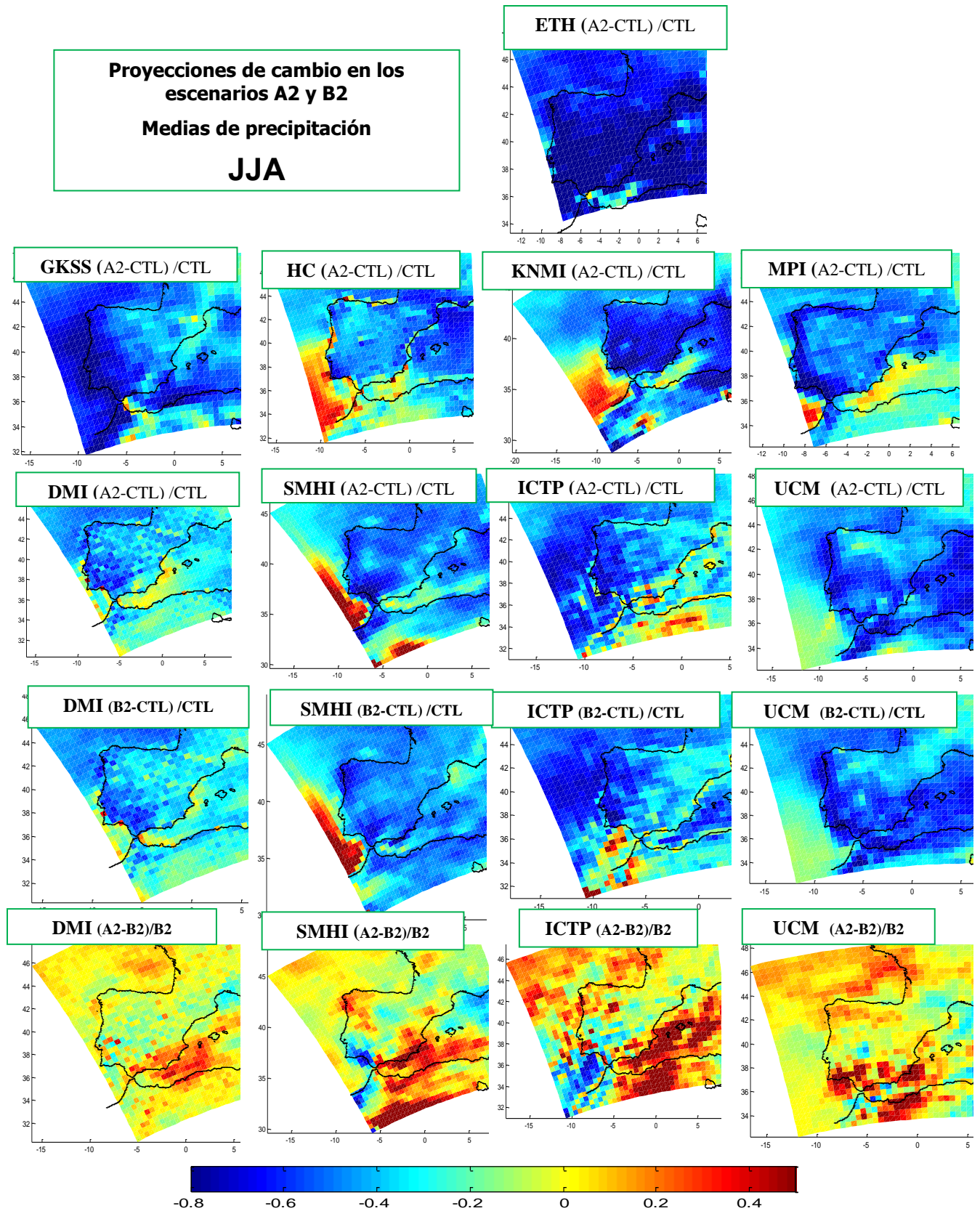


Figura 4.24 Igual que figura 4. 23, pero en verano (JJA).

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

Medias de precipitación diaria

SON

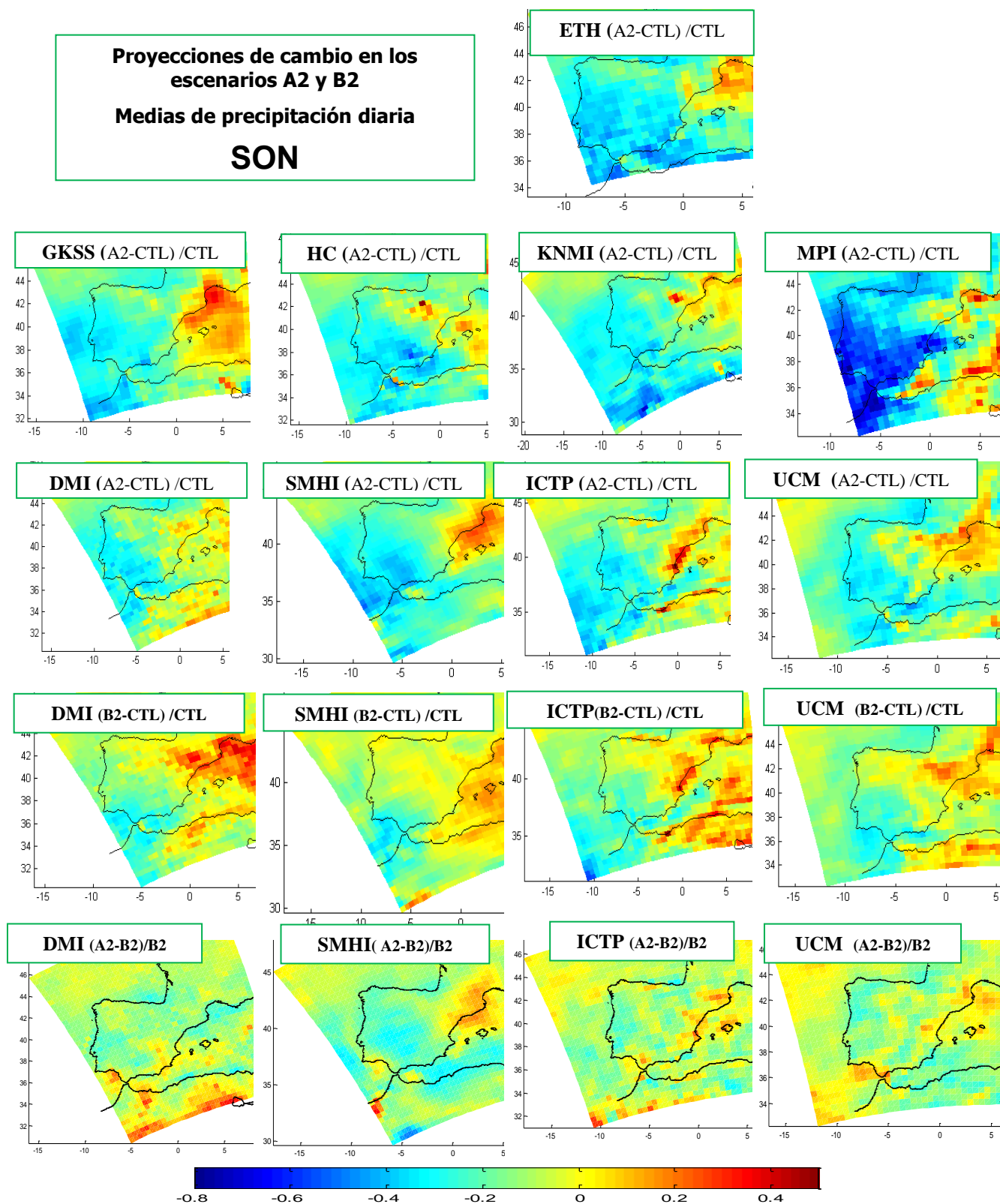


Figura 4.25 Igual que figura 4.23 , pero en otoño (SON).

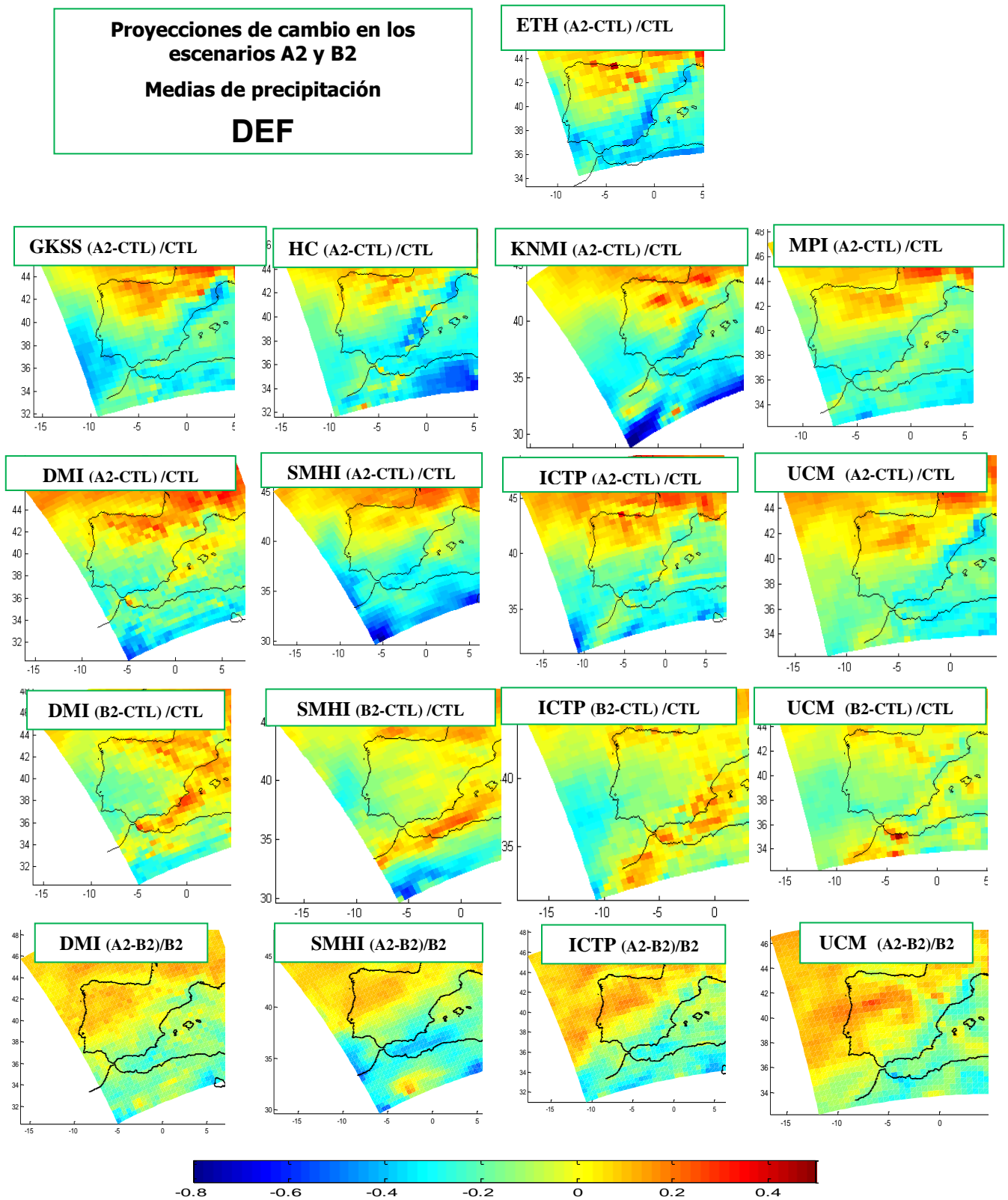


Figura 4.26 Igual que figura 4.23 , pero en **invierno** (DEF).

4.3.2 Intensidad y frecuencia relativa de precipitación en días lluviosos

Como se explicó en el Capítulo 3, para el cálculo de la intensidad y frecuencia relativa de precipitación solo se consideran los llamados “días lluviosos”, en los que la precipitación acumulada iguala o supera el valor de 1 mm.

En las figuras 4.27 a 4.34 se presentan los mapas correspondientes a los cambios proyectados en la intensidad y la frecuencia relativa por los modelos en cada estación del año y en los dos escenarios de emisiones (A2, B2).

En primavera todos los modelos proyectan en ambos escenarios decrementos leves (menores del 10%) en la intensidad de precipitación (fig. 4.27) en la franja norte de la Península y prácticamente ninguna variación en el resto del territorio, aunque algunos de ellos apuntan a una disminución de hasta el 20% en la región levantina en el A2. En el escenario B2 estos cambios en la intensidad son aún menores. Por lo que respecta a los cambios en la frecuencia de “días lluviosos” (fig. 4.28), en el escenario A2 todos los modelos proyectan una disminución en torno al 50% en la mitad sur y de tan solo un 10% en la franja norte, mientras que en el escenario B2 las disminuciones son bastante menores en la mitad meridional de la Península (en torno al 30%) y prácticamente no hay variación en la franja norte. Así pues, la combinación de ambos resultados apunta a que, por lo general, en primavera la disminución de la precipitación media (fig. 4.23) está esencialmente asociada a una disminución en el número de días de lluvia, pero con cantidades de precipitación similares al clima pasado reciente.

En verano lo más destacable es la menor consistencia espacial que presentan los resultados de cambio en la intensidad de precipitación en ambos escenarios y las mayores discrepancias entre los modelos (fig. 4.29). Sin embargo, estas dos características no se observan en el cambio de los promedios (más consistencia espacial y coincidencia entre modelos), lo que lleva a suponer que su principal causa se debe encontrar en el escaso número de días con precipitación que es típico durante el periodo estival en la mayor parte de la Península. Recuérdese que el cambio de intensidad de lluvia (I) en el clima futuro (ESC) respecto al clima pasado reciente (CTL) se determina por la ecuación:

$$\frac{I_{ESC} - I_{CTL}}{I_{CTL}} = \frac{\frac{P_{ESC}}{N_{ESC}} - \frac{P_{CTL}}{N_{CTL}}}{\frac{P_{CTL}}{N_{CTL}}} = \frac{\frac{N_{CTL}}{N_{ESC}} P_{ESC} - P_{CTL}}{P_{CTL}}$$

donde P son las cantidades de precipitación acumulada en los días lluviosos y N el número de tales días simulados en cada celdilla de los distintos modelos durante los meses de verano (JJA). Por tanto, la magnitud de la razón N_{CTL}/N_{ESC} , al ser ambas cifras normalmente

pequeñas, puede experimentar grandes variaciones aunque la diferencia entre ellas no lo haga. Un ejemplo ilustrativo, aunque algo extremo, podría ser el caso en que $N_{CTL} = 3$ y $N_{ESC} = 1$, lo que muy posiblemente daría como resultado un exagerado cambio positivo en la intensidad de precipitación, o bien que $N_{CTL} = 1$ y $N_{ESC} = 3$, lo seguramente resultaría en una disminución excesiva. Por consiguiente, esta circunstancia no permite extraer conclusiones coherentes a escala de celdillas individuales de los RCM. Por tanto, tan solo cabe indicar los valores de cambio en la intensidad que predominan en los mapas de resultados del conjunto de modelos. Así, parece que en la mayor parte del territorio peninsular una mayoría de RCM proyectan disminuciones en la intensidad de precipitación en torno al 10% (o menores) en ambos escenarios, llegando a valores de hasta el 20% en la franja norte. En cuanto a los cambios en la frecuencia de “días lluviosos” en la estación estival (fig. 4.30), aún cuando la circunstancia antes apuntada también determina que se observen discrepancias entre los modelos, si bien con algo más de coherencia espacial en este caso, la mayor parte de ellos proyectan disminuciones entre el 70% y el 50% en ambos escenarios (A2, B2) respecto al clima pasado reciente. En conclusión, combinando ambos resultados, podría decirse que también en verano la notable disminución de la precipitación media (fig. 4.24) está más asociada a la reducción en el número de días de lluvia que a la de las intensidades individuales.

En otoño la mayor parte de los modelos proyectan ligeros aumentos (<10%) en la intensidad de precipitación (fig. 4.31) en ambos escenarios (A2, B2) en casi todo el territorio península excepto el sector sureste donde algunos RCM simulan leves reducciones (<20%). Y en lo referente a los cambios en la frecuencia de días lluviosos (fig. 4.32), prácticamente todos los modelos coinciden en proyectar disminuciones en torno al 40% en el sector suroeste, disminuciones entre el 30% y el 10% en el centro y norte, pero ligeros aumentos (<10%) en la franja levantina. Si se combinan estos resultados con los del cambio en la precipitación media (fig. 4.25), parece que donde se proyectan menores precipitaciones acumuladas su principal causa radica en la reducción del número de eventos de lluvia, mientras que los incrementos de precipitación acumulada se asociarían más al aumento de la intensidad de los eventos individuales. La bondad de esta hipótesis podrá evaluarse en función de cuales sean los resultados de los cambios proyectados para regiones que se presentan en el Capítulo 5.

En invierno (fig. 4.33) se observan tres zonas con cambios en la intensidad de precipitación de distinto signo en el escenario A2: El norte donde se proyectan ligeros aumentos (en torno al 10%), el centro donde no se aprecian cambios significativos y el tercio sur y la franja levantina donde la mayor parte de los modelos simulan disminuciones inferiores al 20%. En el escenario B2, sin embargo, casi no se proyectan cambios en la mayor parte de la

Península, excepto en la franja de Levante donde se proyectan leves aumentos (<10%). En cuanto a los cambios proyectados en la frecuencia de días lluviosos (fig. 4.34), en general no se perciben alteraciones en la mayor parte de la Península, excepto en el tercio sur y la franja mediterránea donde se proyectan reducciones inferiores al 20% en ambos escenarios (A2, B2). La combinación de estos resultados parece indicar que la reducción de precipitación acumulada (fig. 4.26) está más asociada a una disminución en la frecuencia, mientras que donde se proyectan incrementos de precipitación es el aumento de la intensidad de lluvia lo que más contribuye.

En el Anexo 4 se muestran los mapas de intensidad y frecuencia en los escenarios A2 y B2 en primavera y verano (Fig. A4.20) y en otoño e invierno las frecuencias relativas de días lluviosos (Figs. A4.21 y 22) y los respectivos cuadros cuantitativos explicativos de otoño e invierno (Cuadros A4.11 y A4.12)

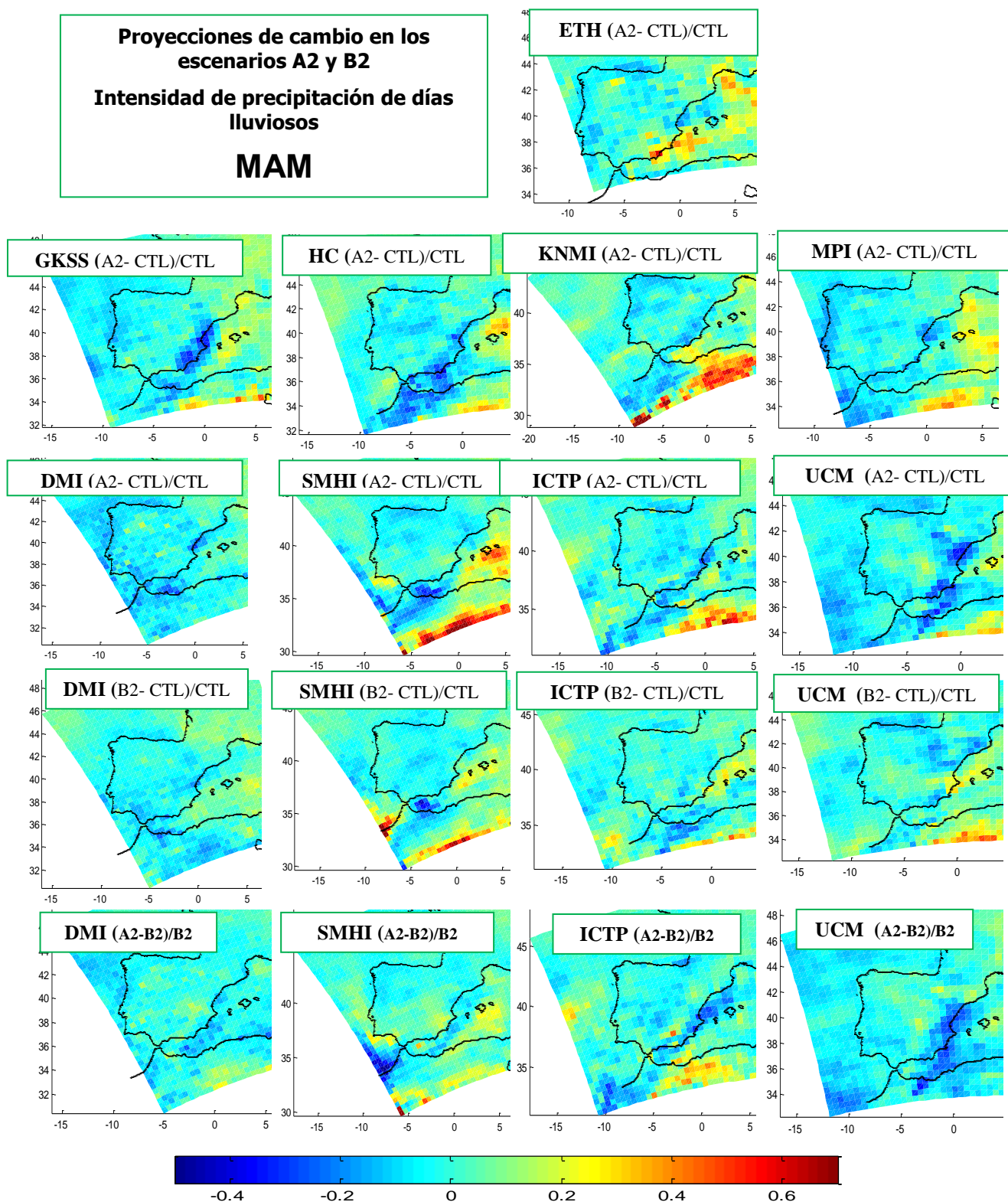


Figura 4.27 Mapas de proyecciones de cambio de intensidad de precipitación de días con precipitación ≥ 1 mm en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL/CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL/CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2/B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

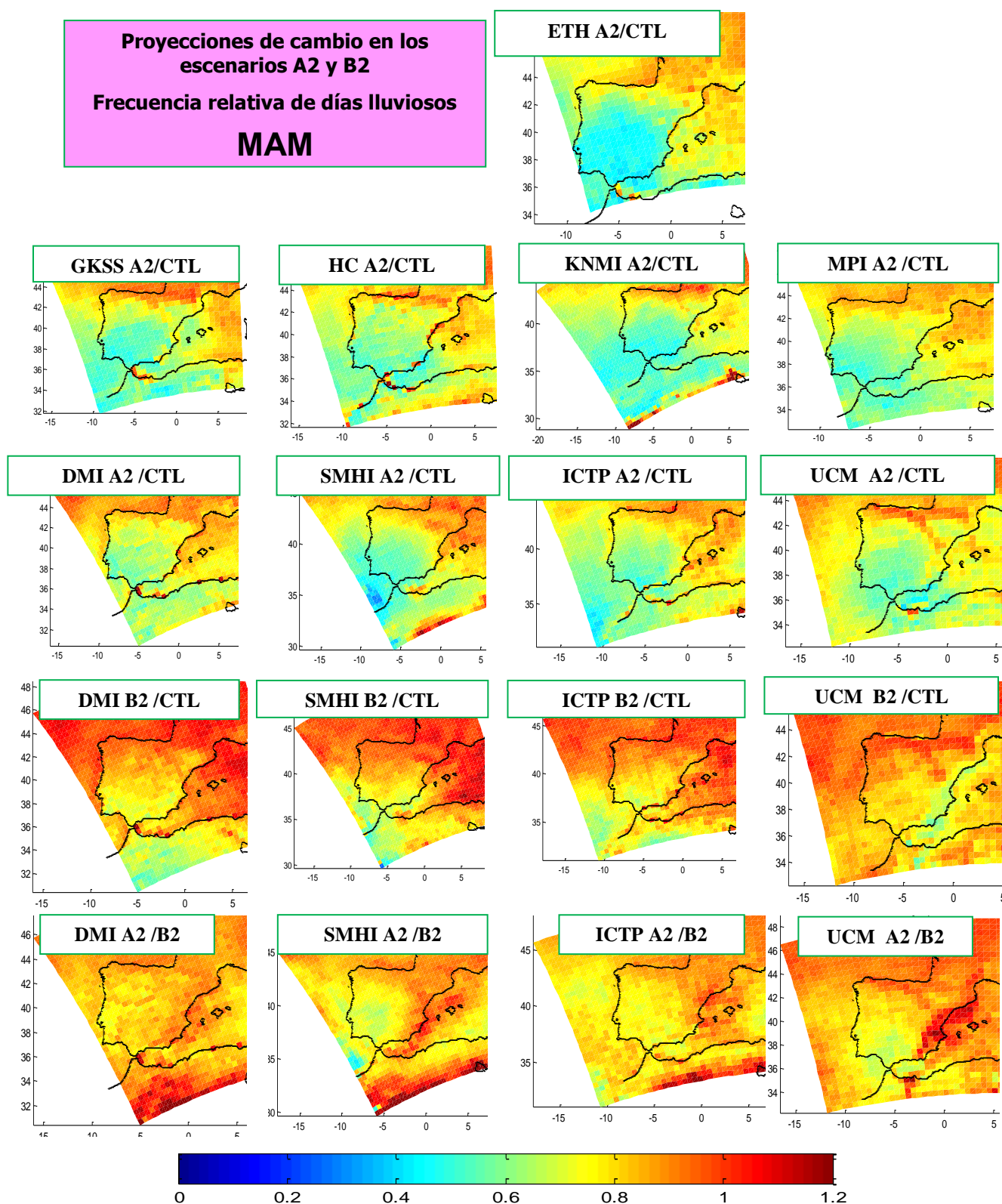


Figura 4.28 Mapas de proyecciones de cambio de frecuencia de días lluviosos en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2/CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2/CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2/B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

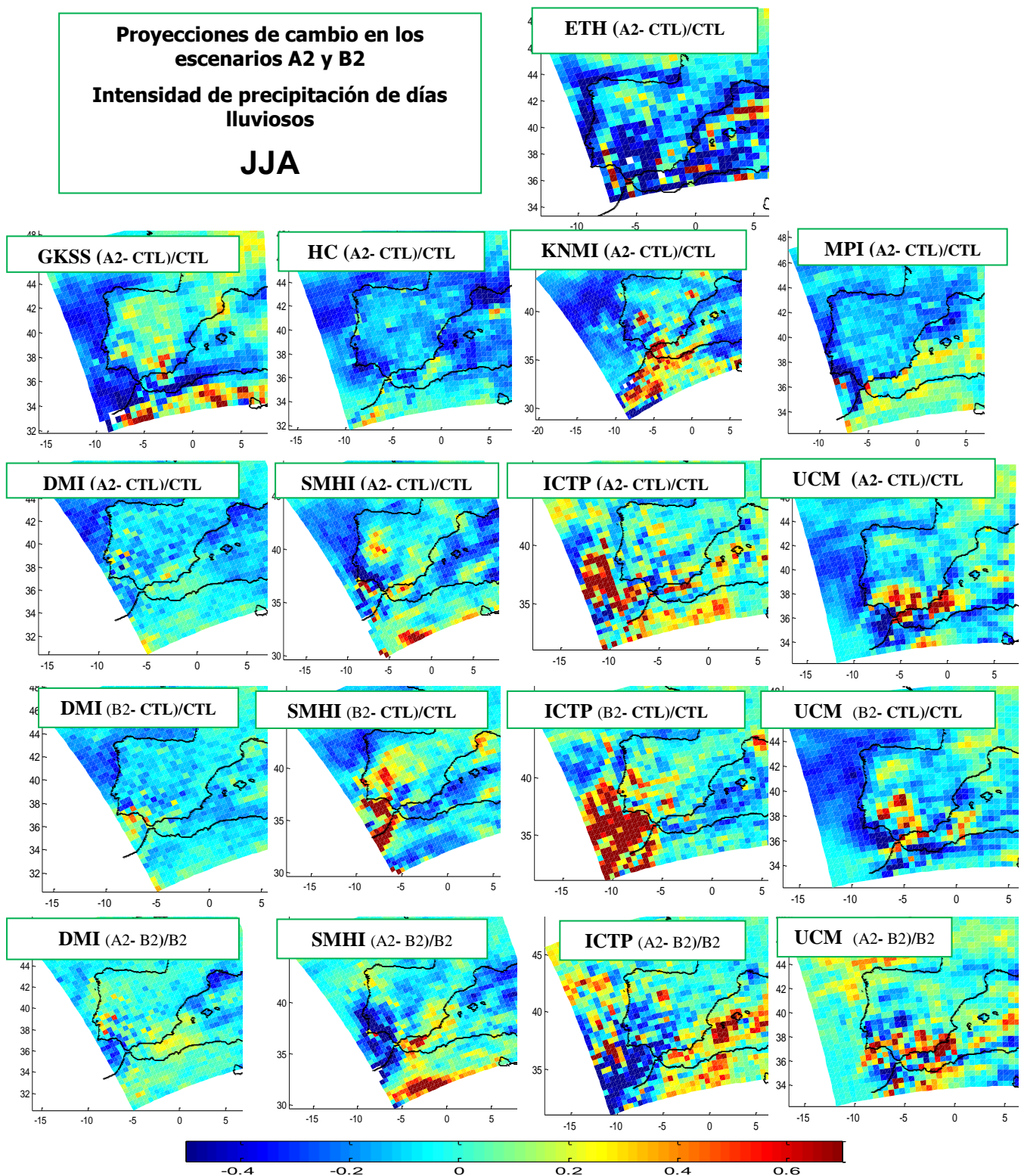


Figura 4.29 Igual que figura 4.27 , pero en **verano (JJA)**.

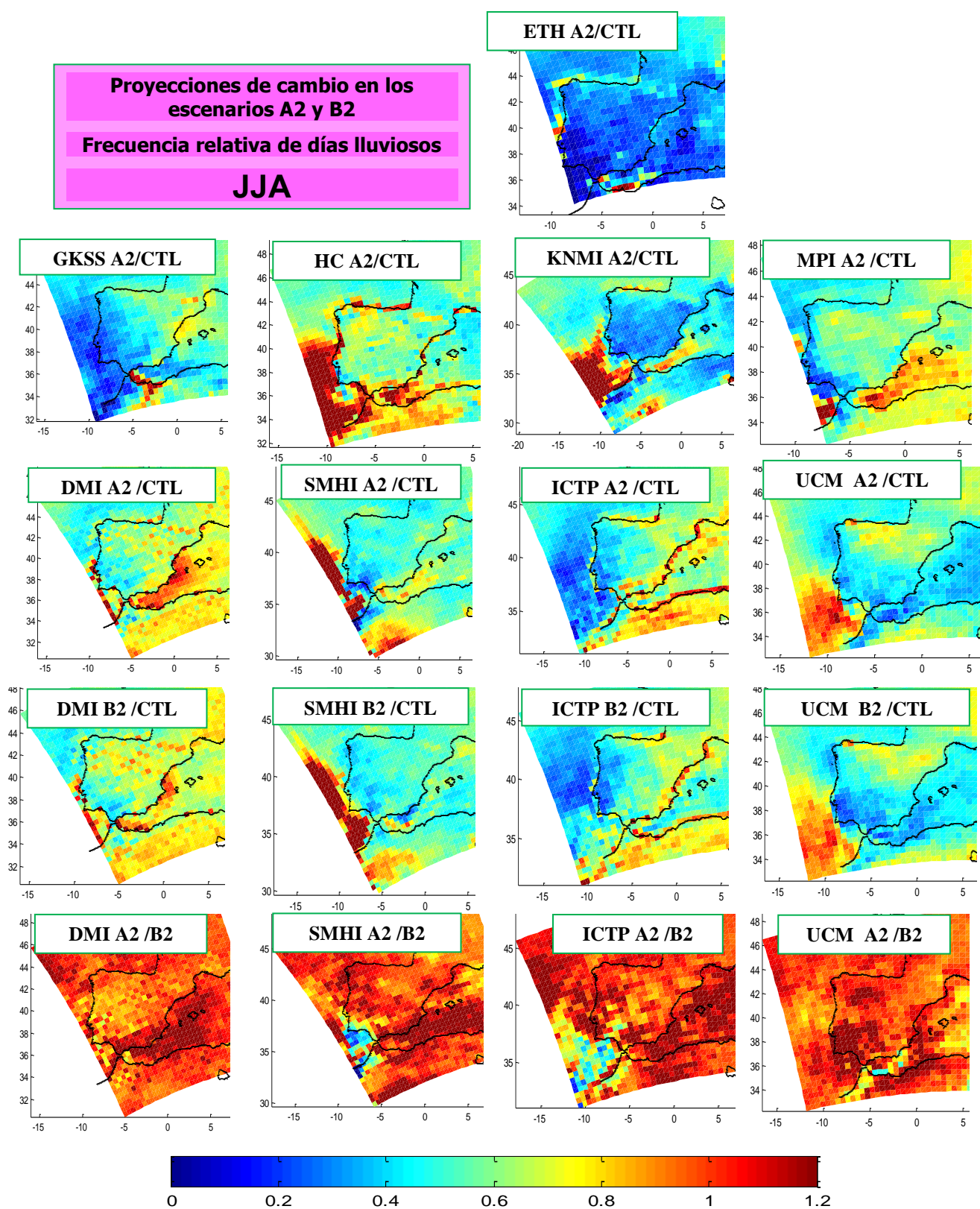


Figura 4.30 Igual que figura 4.28 , pero en **verano (JJA)**.

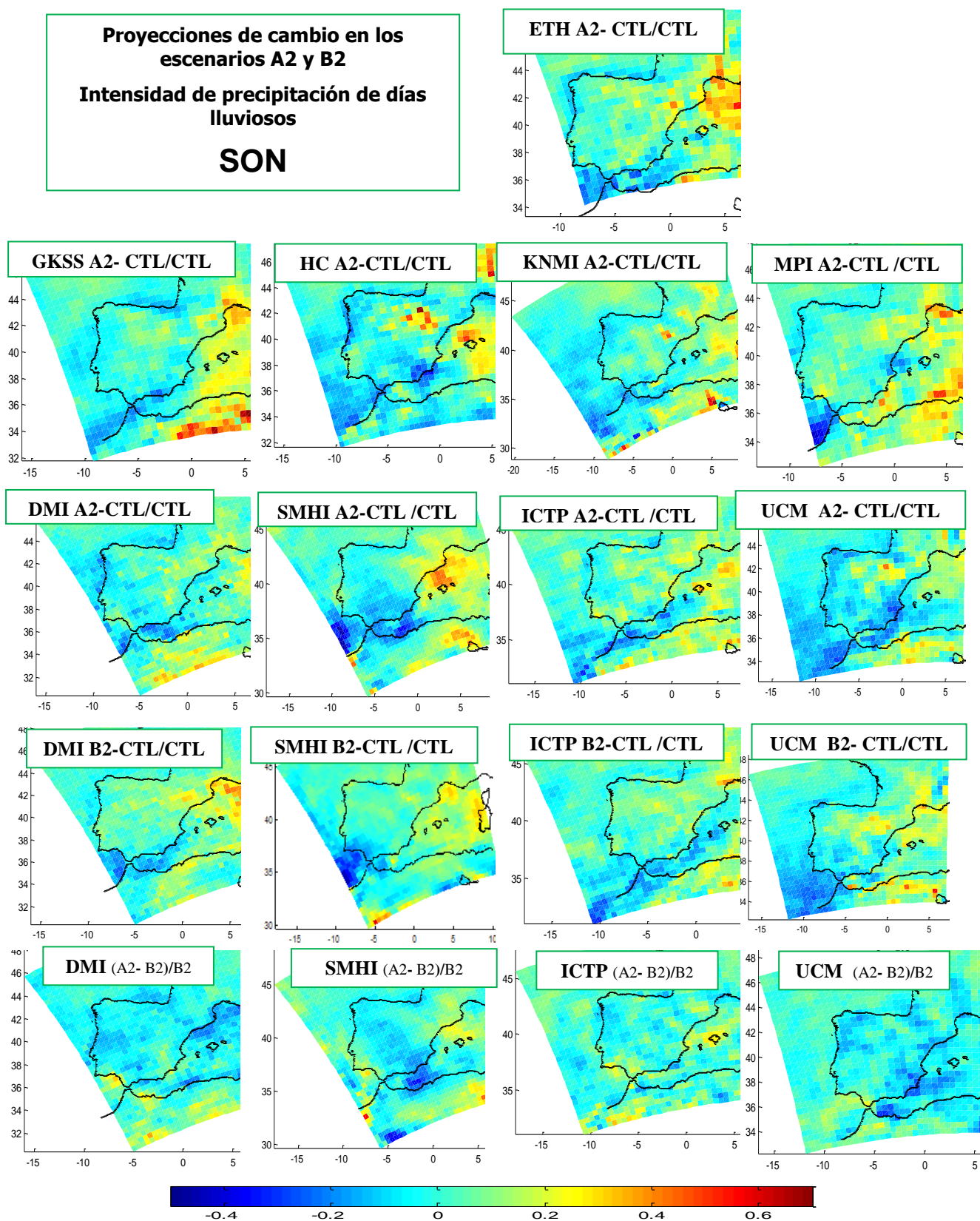


Figura 4. 31 Igual que figura 4.27 , pero en **otoño (SON)**.

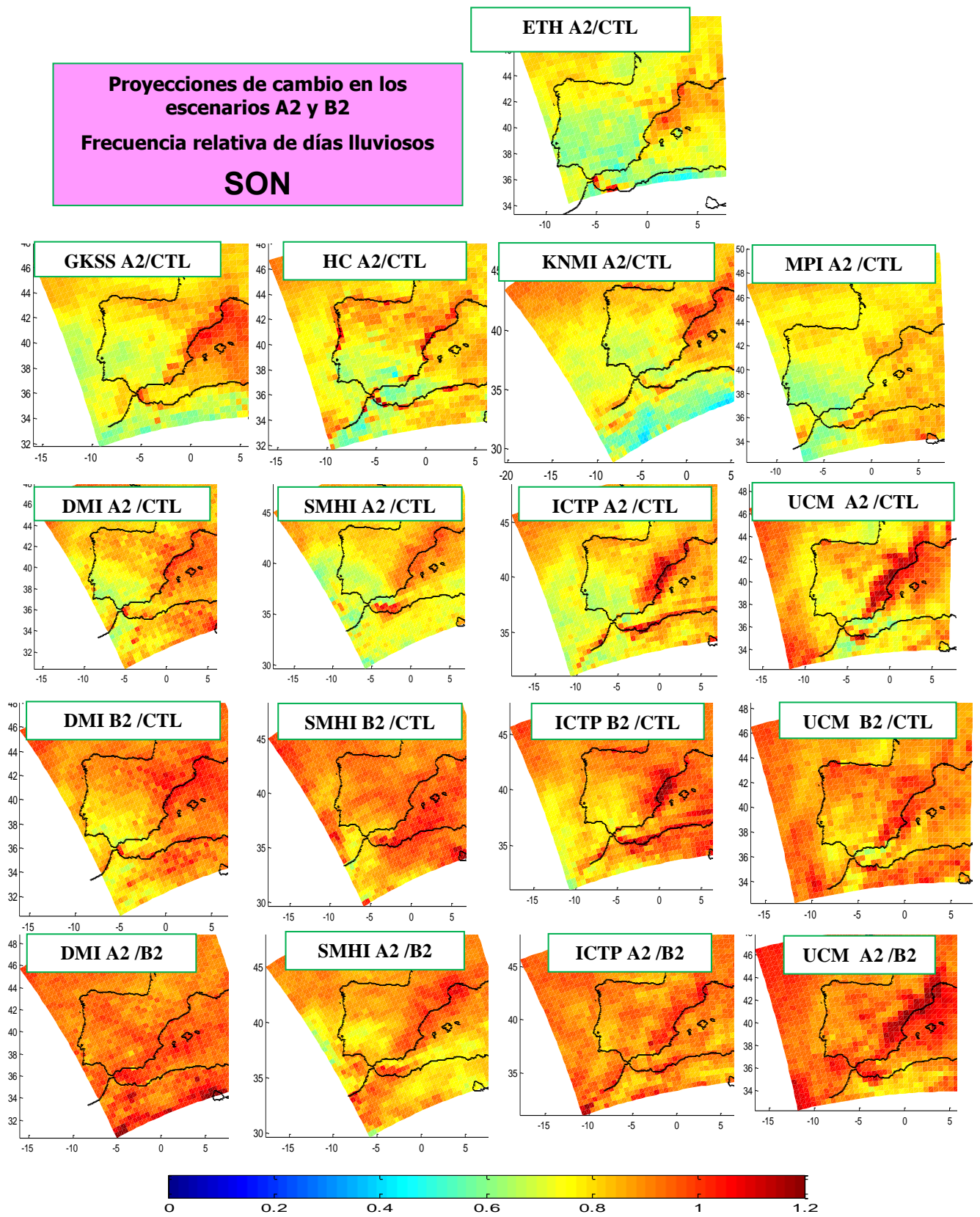


Figura 4. 32 Igual que figura 4.28 , pero en **otoño** (SON).

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

**Intensidad de precipitación de días
lluviosos**

DEF

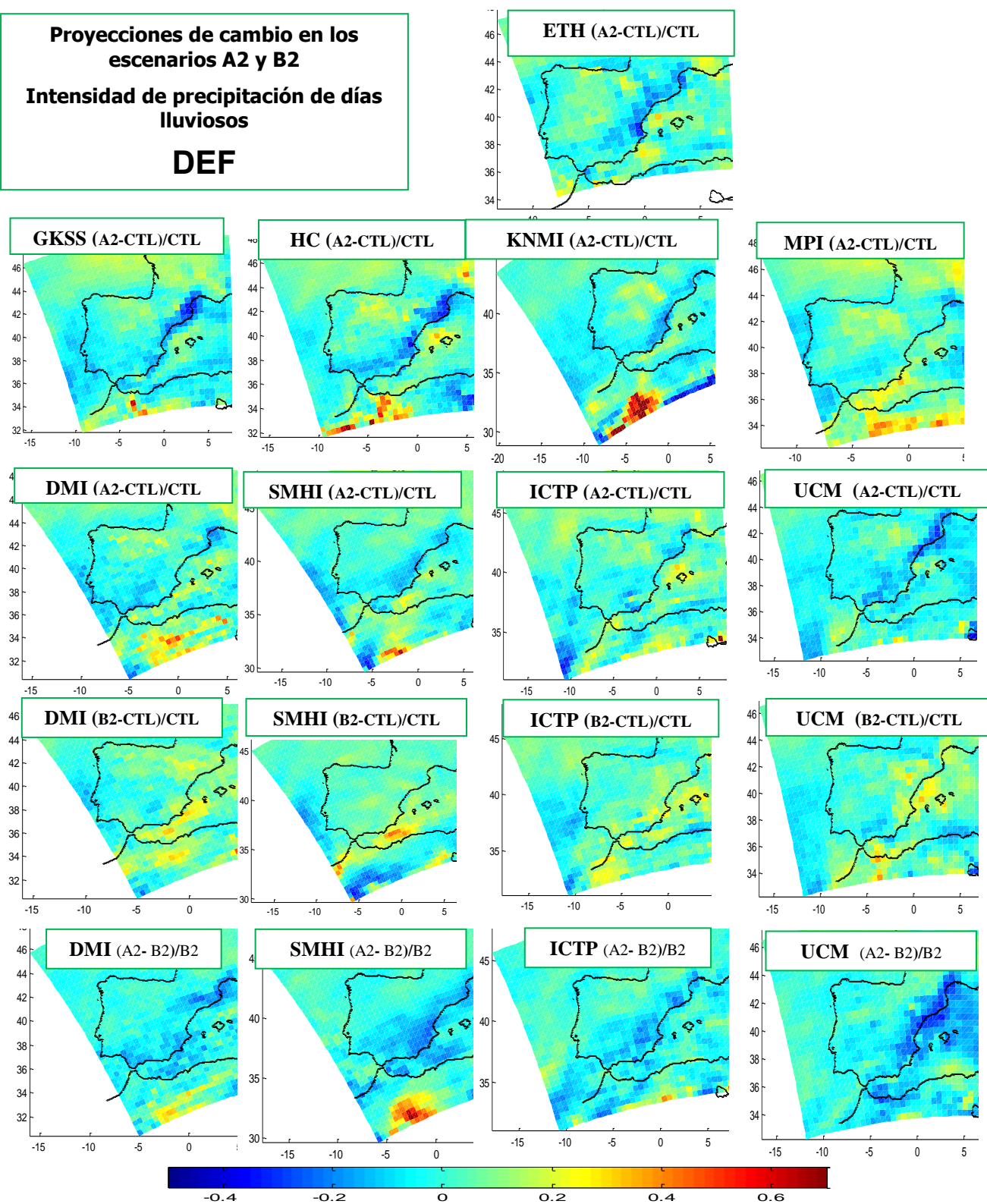


Figura 4.33 Igual que figura 4.27 , pero en **invierno (DEF)**.

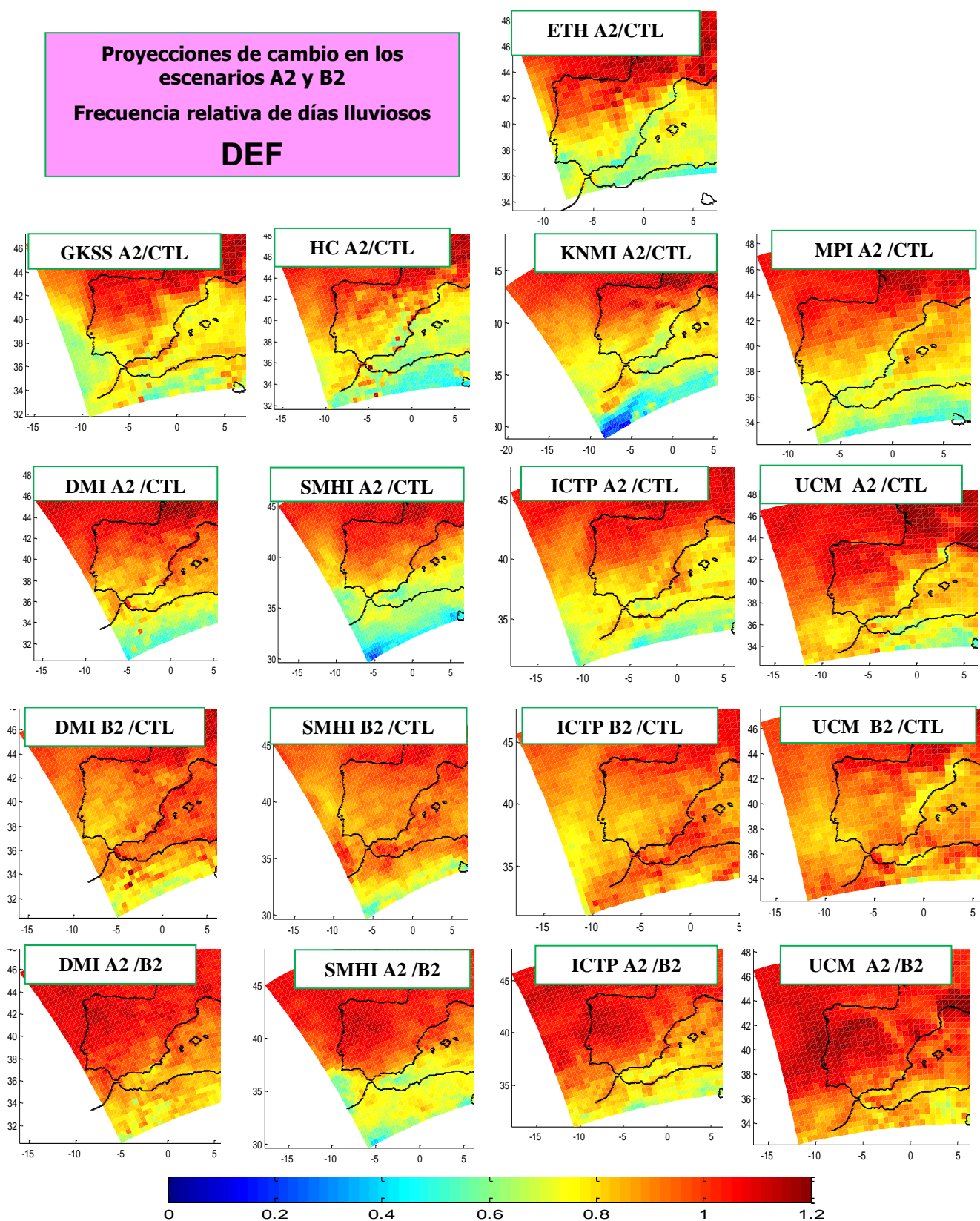


Figura 4.34 Igual que figura 4.28 , pero en **invierno** (DEF).

4.3.3 Percentiles de precipitación en días lluviosos

Este sub-apartado se dedica a analizar los cambios estacionales proyectados en los valores del percentil Q90 de la distribución de precipitación considerando solamente los “días lluviosos” según las simulaciones del conjunto de modelos en los dos escenarios (A2, B2), que se muestran en las figuras 4.35 a 4.38.

En primavera (fig. 4.35) la mayor parte de los modelos proyectan en el escenario A2 escasos cambios en el valor de Q90, salvo en la franja levantina donde se aprecian reducciones inferiores al 20%. En el escenario B2 ocurre algo similar, pero con las reducciones en Levante que apenas sobrepasan el 10%. Esto corrobora en parte lo comentado en el sub-apartado anterior acerca de la mayor contribución del descenso en el número de eventos de lluvia sobre la disminución de la precipitación media, pues su intensidad en los eventos con lluvia de carácter más torrencial (caracterizados por el valor de Q90) apenas cambia respecto al clima pasado reciente.

En verano (fig. 4.36) apenas pueden extraerse conclusiones pues una gran parte de modelos presentaron problemas para deducir el percentil 90 y los otros muestran una notable falta de coherencia espacial en los resultados de los cambios. Muy posiblemente esto esté relacionado con la escasez de días lluviosos que caracteriza al clima de mayo parte de la Península Ibérica durante el verano.

En otoño (fig. 4.37) los cambios en los valores de Q90 se asemejan mucho a los obtenidos en la intensidad de los días lluviosos. Es decir, escasos cambios o ligeros aumentos) en ambos escenarios (A2, B2) en casi todo el territorio península excepto el sector sureste donde algunos RCM simulan reducciones menores del 20% en el escenario A2 y menores del 10% en el escenario B2.

También en invierno (fig. 4.38) se parecen bastante los cambios en los valores de Q90 a los obtenidos en la intensidad de los días lluviosos en el escenario A2, con ligeros incrementos en el tercio norte, pocos cambios en el centro disminuciones inferiores al 20% en el tercio meridional y franja de Levante. En el escenario B2, sin embargo, apenas se proyectan cambios en la mayor parte de la Península, excepto en la franja de Levante donde se simulan leves aumentos (<15%).

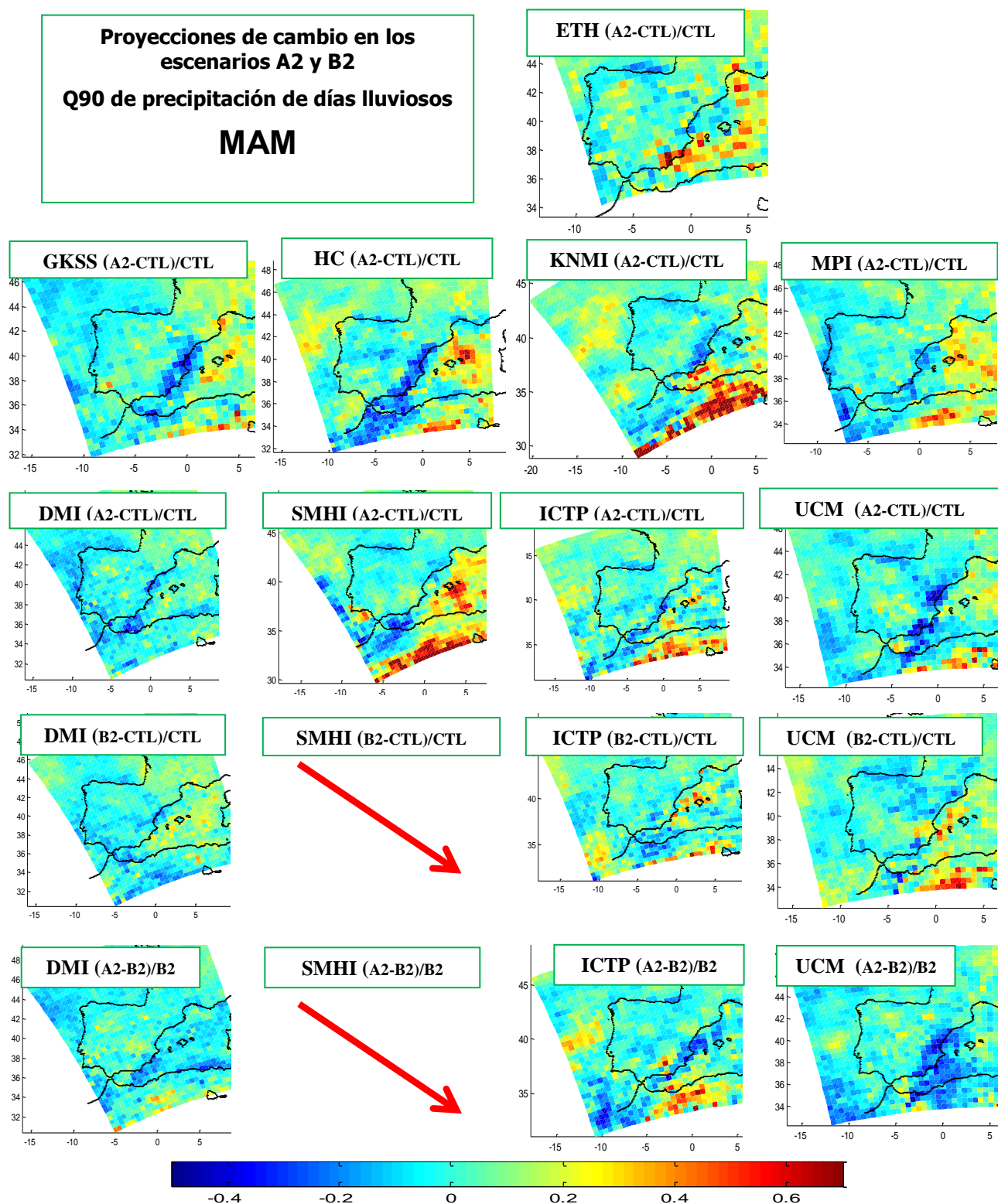


Figura 4.35 Mapas de proyecciones de cambio de Q90 de precipitación de días con precipitación $\geq 1\text{mm}$ en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL/CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL/CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2/B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados. Las flechas rojas indican que no hay datos suficientes.

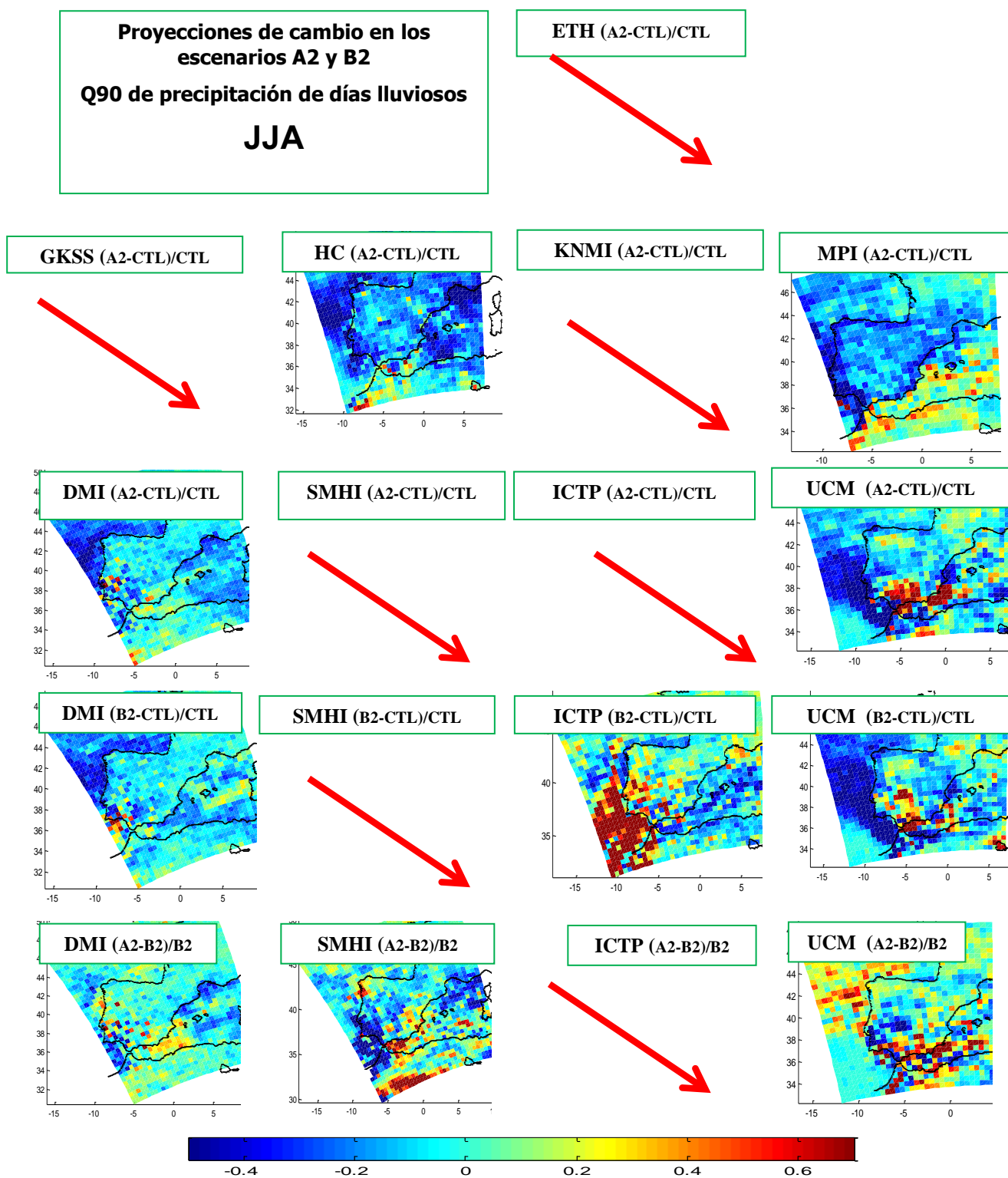


Figura 4.36 Igual que figura 4.35 , pero en **verano (JJA)**. Las flechas rojas indican que no hay datos suficientes.

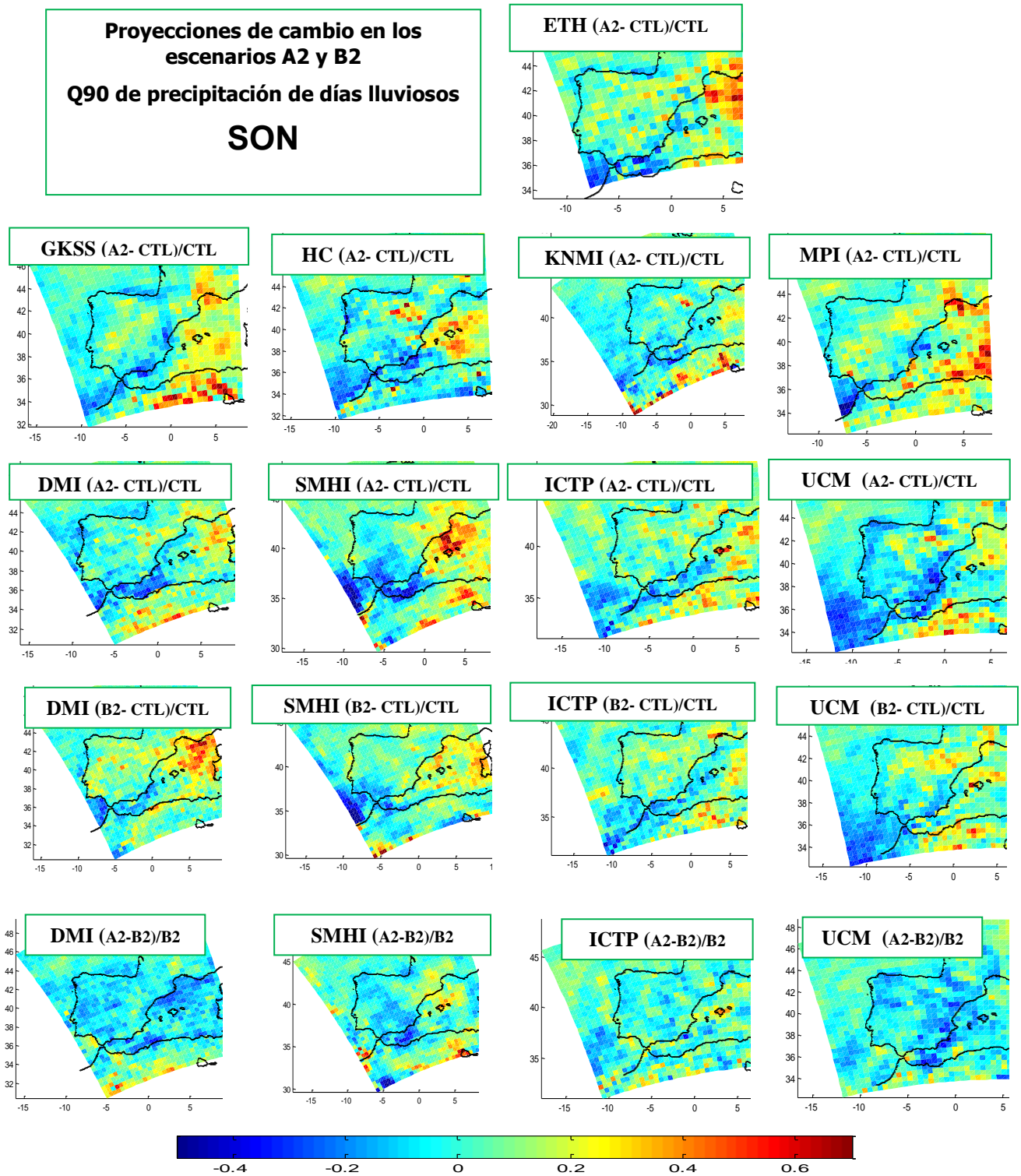


Figura 4. 37 Igual que figura 4.35 , pero en **otoño** (SON).

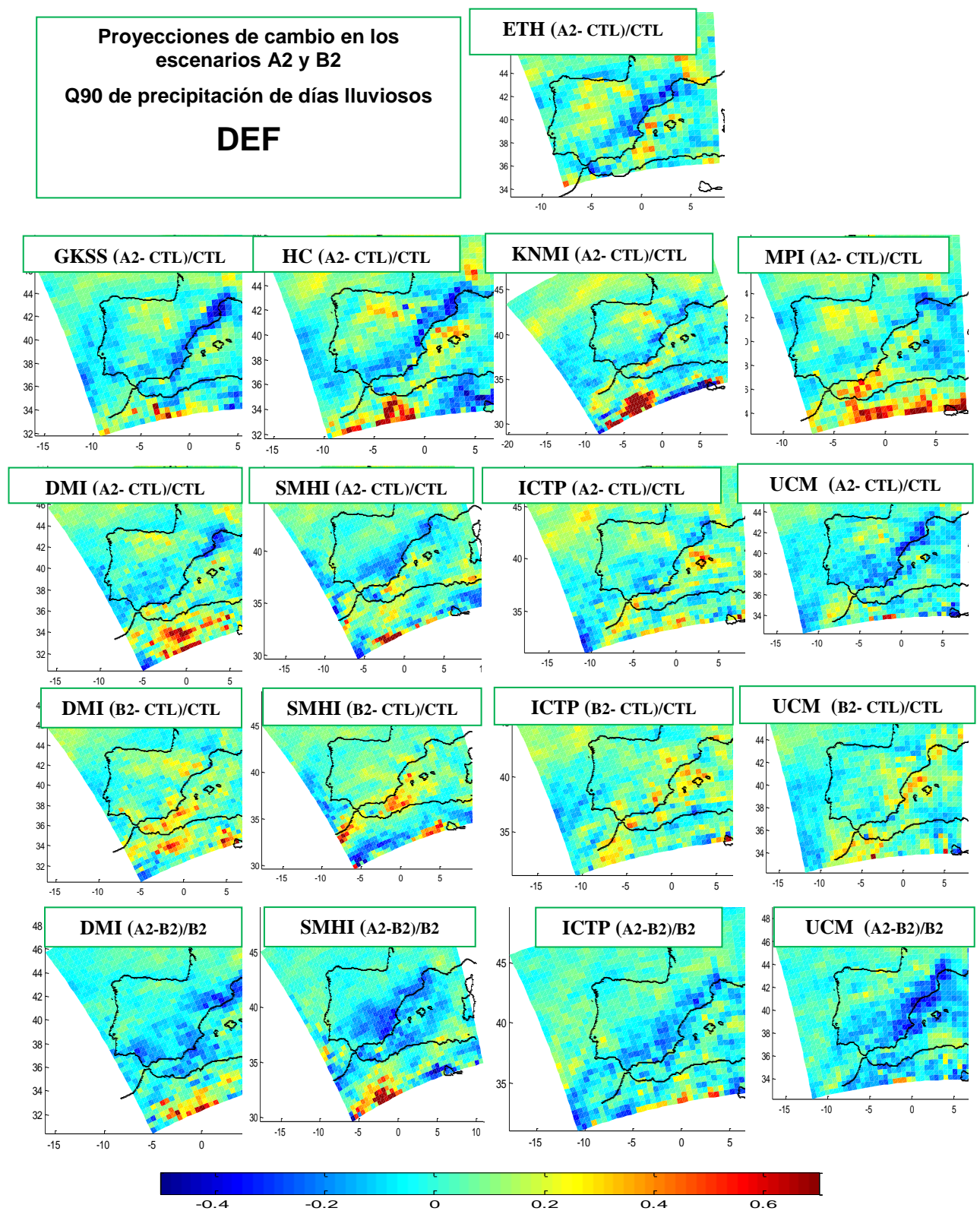


Figura 4.38 Igual que figura 4.35 , pero en **invierno(DEF)**.

Como muestra de los cambios estacionales del percentil Q95 de la precipitación en el escenario A2, en la figura A4.23 del Anexo 4 se muestran los resultados obtenidos por el modelo UCM. Es interesante ver como varían las zonas de mayor precipitación según sea una estación u otra. Teniendo en cuenta que la escala es la misma en todas, la precipitación en verano y en otoño es equivalente en el este mediterráneo. En primavera, escasa, solo en Galicia y Pirineos con distribución parecida en invierno aunque con mayor intensidad en esta última estación.

En los Cuadros A4.13 y A.14 del Anexo 4 se explica de forma cuantitativa los cambios proyectados en los percentiles de precipitación de días lluviosos en las estaciones de otoño e invierno.

4.3.4 Valores de retorno de precipitación

De forma similar a lo realizado en el análisis de evaluación del Capítulo 3, se ha comprobado que los resultados los valores de retorno de 5, 10 y 50 años obtenidos en las simulaciones de los escenarios A2 y B2 presentan una notable semejanza en sus patrones espaciales (figura A4.24A-B y cuadro A4.15A-B del Anexo 4), aunque obviamente los valores mayores corresponden a los VR50. Por eso, a continuación solo se analizarán los cambios simulados de estos últimos.

También se ha comprobado que resulta más conveniente derivar los VR50 en los escenarios futuros tomando las tres máximas precipitaciones diarias en cada estación y año en vez de seleccionar una sola (figura A4.25 del Anexo 4). No obstante, como se presenta a continuación, aún con esta condición los resultados del cambio proyectado para los VR50 de las precipitaciones diarias obtenidos por todos los modelos siguen presentando una notable falta de coherencia espacial en las cuatro estaciones del año.

En las figuras 4.39 a 4.42 se muestran los resultados de los cambios estacionales simulados por los modelos en ambos escenarios (A2, B2). En todas ellas se comprueba lo comentado anteriormente, en especial en la correspondiente al periodo estival (fig. 4.40) donde además la aparición de un gran número de celdillas en blanco indica que el ajuste a la distribución GEV no llega a superar los criterios de significación estadística comentados en el Capítulo 2.

Como consecuencia de esta elevada incertidumbre que presentan las proyecciones de todos los modelos se ha considerado que lo más prudente es omitir cualquier conclusión acerca del cambio de los valores de retorno de la precipitación diaria.

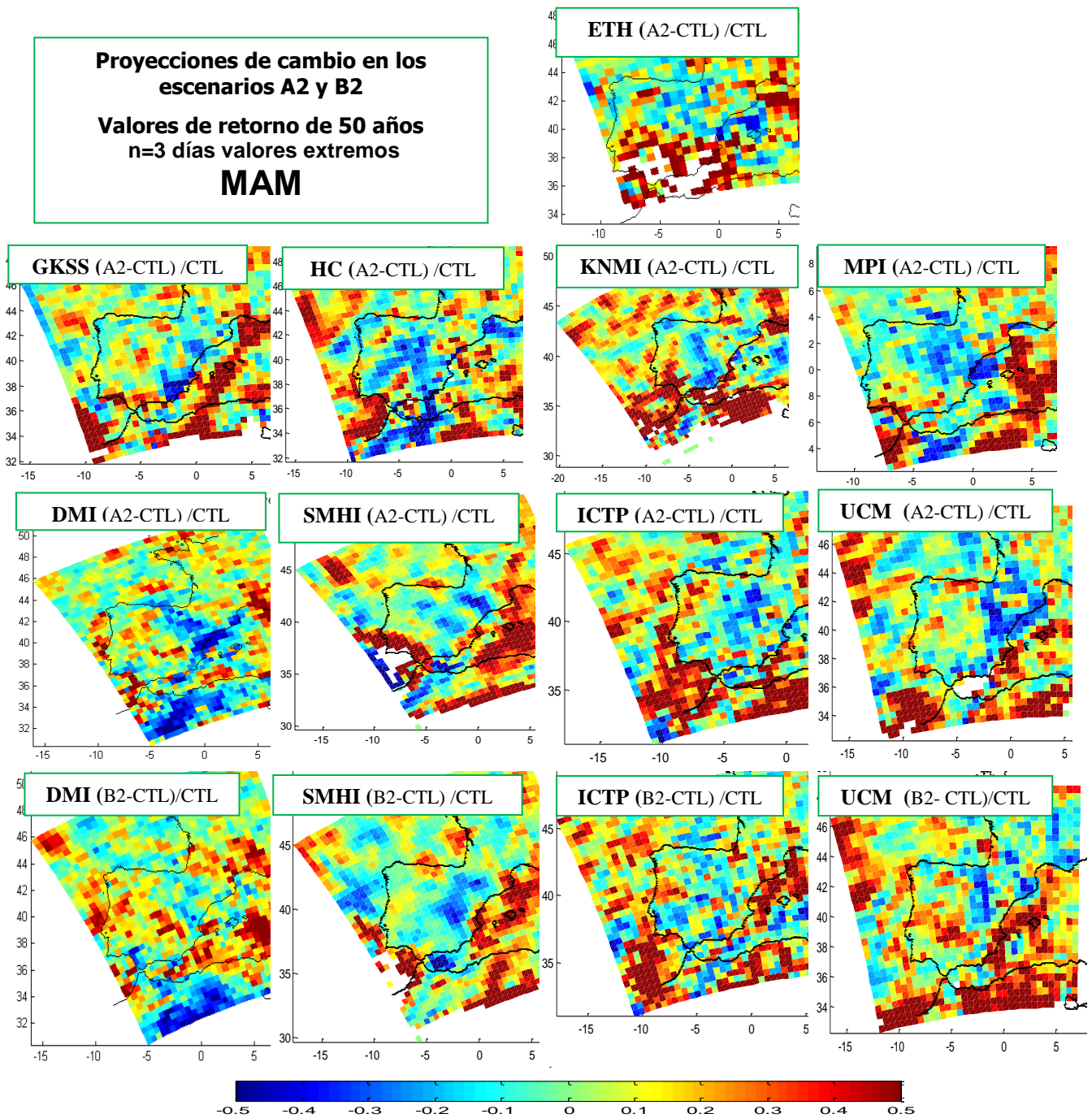


Figura 4.39 Mapas de proyecciones de cambio de los valores de retorno de 50 años de precip en **primavera** (MAM) de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL/CTL) y de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL/CTL). En la fila inferior los mapas de diferencias entre escenario A2 y B2 (A2-B2/B2) de los cuatro modelos que realizaron ambas simulaciones. En abscisas se señala la longitud y en ordenadas la latitud en grados

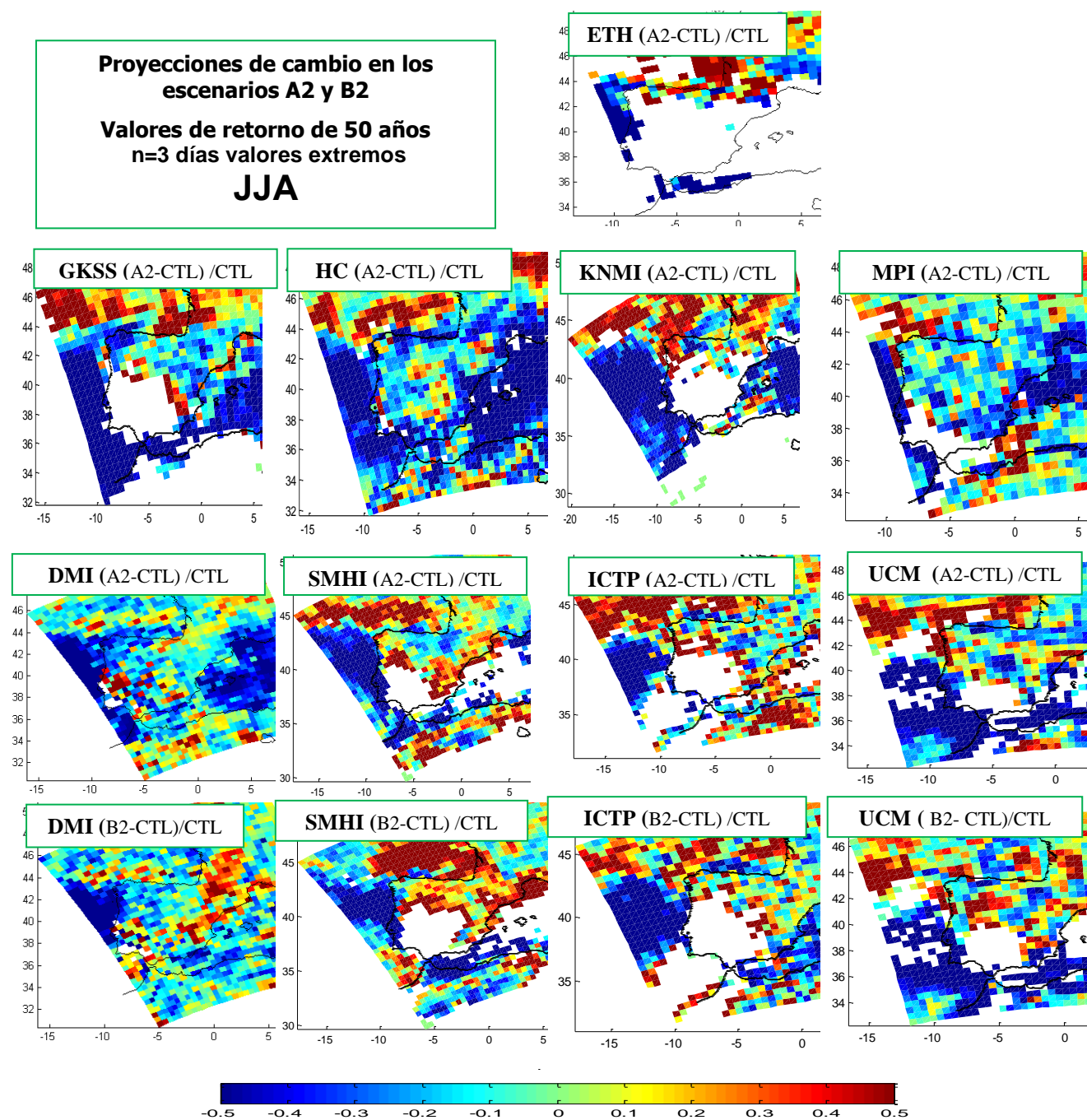


Figura 4. 40 Igual que la figura 4.39 pero en **verano (JJA)**

**Proyecciones de cambio en los
escenarios A2 y B2**

**Valores de retorno de 50 años
n=3 días valores extremos**

SON

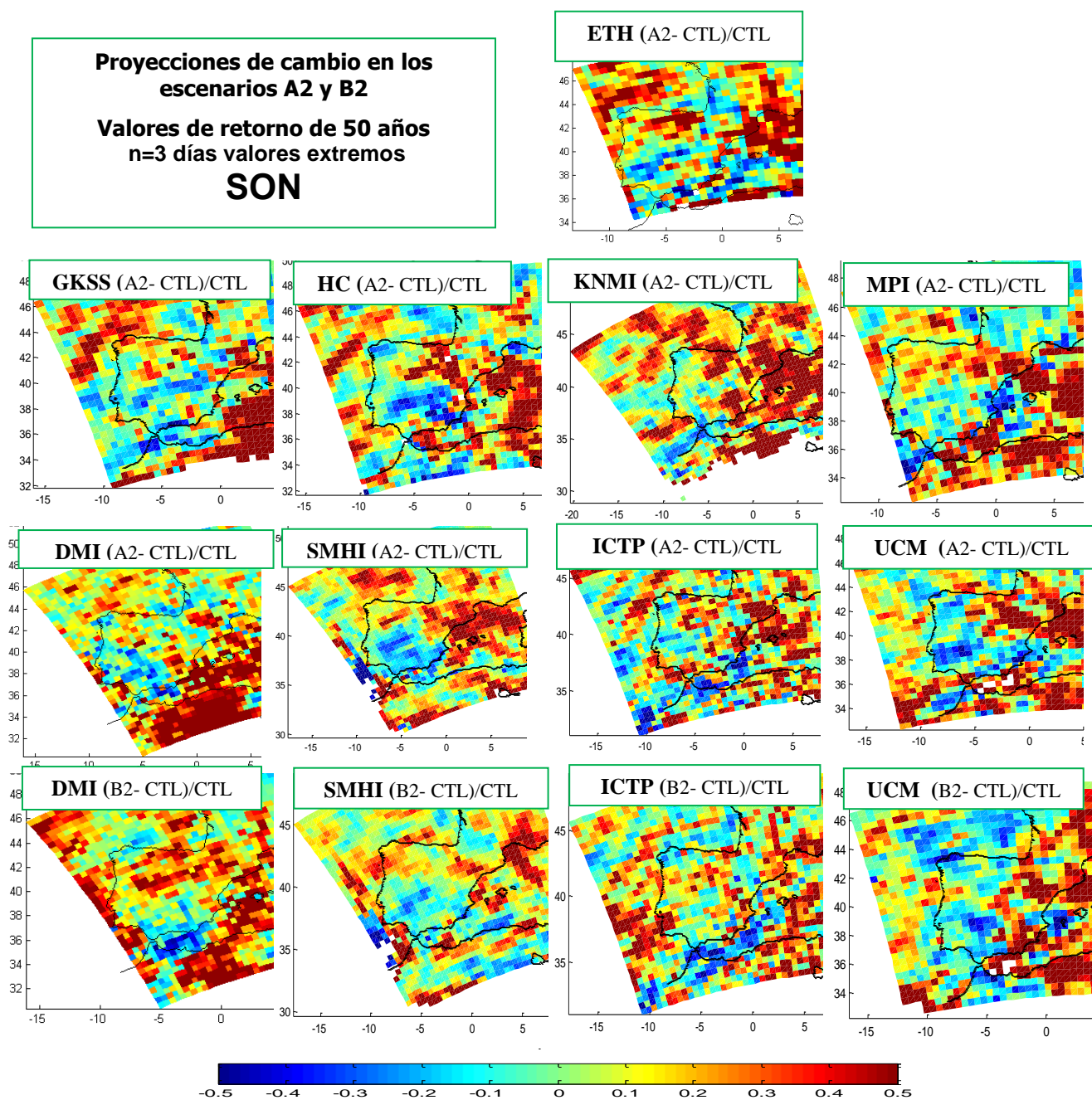


Figura 4. 41 Igual que la figura 4.39 pero en **otoño (SON)**

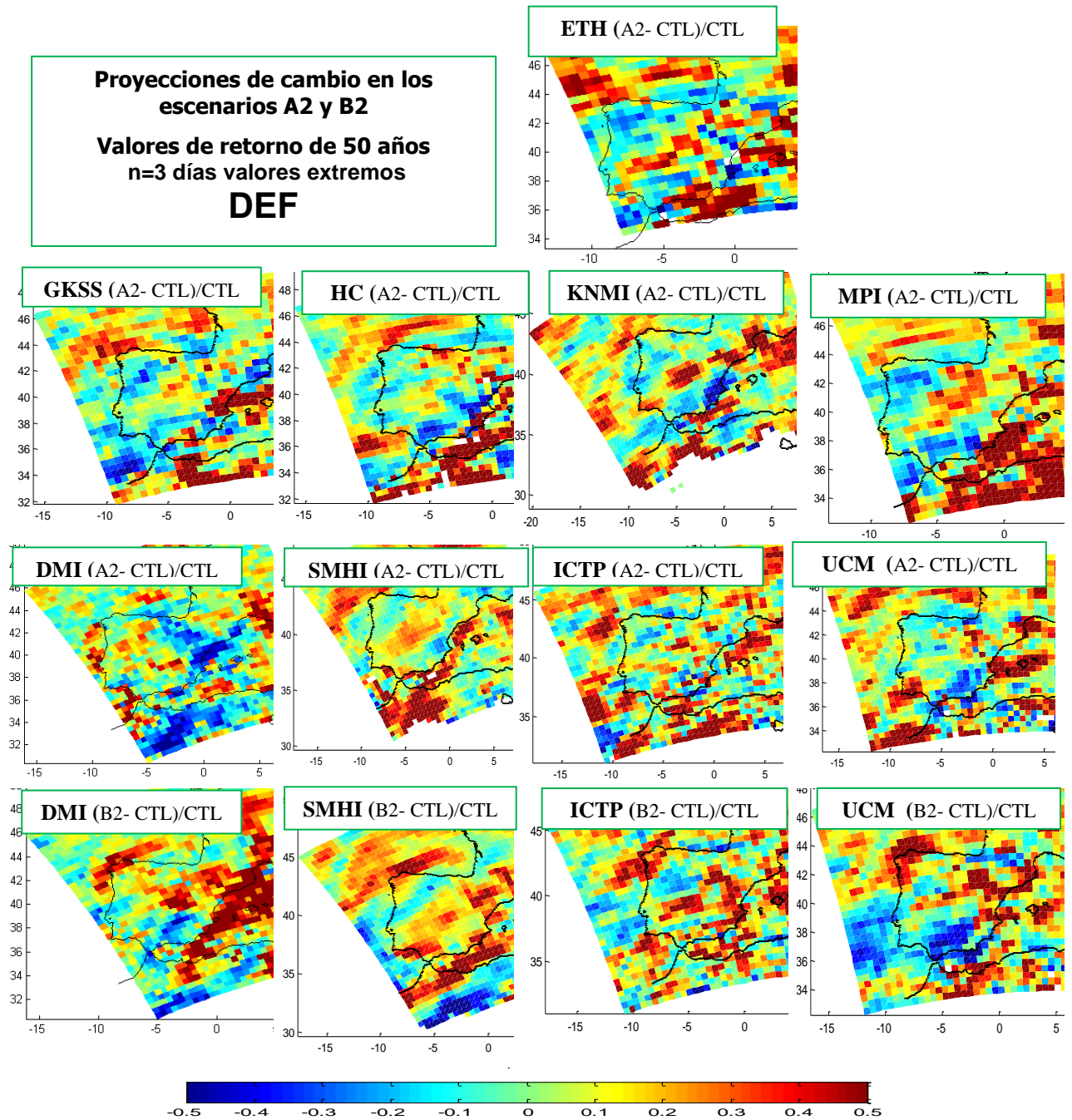


Figura 4. 42 Igual que la figura 4.39 pero en **invierno** (DEF)

MEDIA DE PRECIPITACIÓN CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>En el escenario B2 un 5% más precipitación que CONTROL en la zona norte de la península y en el Mediterráneo en Islas Baleares del 10 al 20% más en los cuatro modelos que tienen B2, sin embargo en el sur la precipitación es del orden del 20 al 40% menos y en escenario A2 todavía menos.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Hay aumento de precipitaciones en el Mediterráneo, zona castellanense y menos lluvia en el norte y en el sur.</p> <p>UCM proyecta en el escenario A2 en los dos tercios meridionales de la PI 60% menos de precipitación que en clima pasado reciente y en el otro tercio un 40% y en el escenario más benigno B2, la mitad de la PI el 60% menos y el resto más o menos distribuido en la meseta norte, Aragón, Cataluña con los Pirineos incluidos el 40% menos.</p> <p>El resto de los modelos tienen el mismo comportamiento descenso de precipitación en el norte y en el sur en verano en clima futuro, en ambos escenarios.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En todos los modelos, se reproduce aumento de precipitación en el Mediterráneo en clima pasado reciente y en la mitad sur descenso.</p> <p>En escenarios de cambio climático vaticinio de tormentas tropicales en Mediterráneo, zona norte 40% más precipitación y resto Mediterráneo, Aragón, sistema Ibérico, el Maestrazgo y delta del Ebro hay diferencias entre CONTROL y escenarios en casi todos los modelos, aumentando las precipitaciones en clima futuro. un 20% más. En cordillera Cantábrica un 10% más.</p> <p>En la meseta, La Mancha, Andalucía y Portugal un 20% menos de precipitación.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En invierno, la intensidad en el noroeste y Pirineos es mucho mayor que en primavera, en extensión y en intensidad.</p> <p>En la mitad norte la precipitación es igual en clima pasado reciente y futuro e incluso algunas zonas navarras y pirenaicas superior en los escenarios A2 y B2 que en CONTROL, pero en la mitad sur se manifiesta menor precipitación en clima futuro</p> <p>Los modelos en el escenario B2 en invierno vaticinan un aumento en el norte, en el Mediterráneo hasta el Estrecho y una disminución en el sur de la forma muy parecida así que puede considerarse un cambio prácticamente seguro</p> <p>En el escenario A2 en mitad norte de la península 20% más y sur 20% menos.</p>

INTENSIDAD Y FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>En primavera hay cuatro zonas, la de mayor intensidad es Galicia, siguiendo SW de Andalucía, costa de Málaga, Castellón y Pirineos. En Cantabria poca intensidad pero sin embargo muy frecuente.</p> <p>Hay cinco de los modelos que han causado problemas a la hora de estudiar intensidad de precipitación en primavera y/o verano: ETH GKSS ICTP KNMI SMHI, por lo tanto ya no se puede catalogar la confianza ni la probabilidad de ocurrencia.</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En verano las mismas zonas que en primavera además de costa mediterránea castellonense pero mucho menos intensas y sobre todo mucho menos frecuentes, tormentas mediterráneas en JJA en algunos modelos.</p> <p>Escasa precipitación en los cuatro modelos que no han tenido problemas en primavera o verano. UCM en verano en ambos escenarios tormentas mediterráneas, también en delta del Ebro y Aragón y delta del Guadiana y Guadalquivir.</p> <p>Aunque en verano la precipitación es escasa, se resalta el aumento de tormentas tropicales en verano en el Mediterráneo vaticinadas por varios los modelos, excepto DMI, HC, KNMI y SMHI.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Los mapas diferencias salen muy próximos a cero, indicando que CONTROL y escenario no discrepan sino apenas un 20% en otoño, en la parte norte un 20% más en escenarios SRES y en la mitad sur un 20% menos.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>En invierno desaparecen las fuertes precipitaciones en el Mediterráneo, quedando reducidas a Castellón, y se mantienen las de Galicia y Portugal y Andalucía occidental, desembocaduras del Guadiana y del Guadalquivir. La frecuencia mayor se presenta en cornisa cantábrica y Galicia.</p> <p>UCM el escenario B2 detecta un 20% más de precipitación en el Mediterráneo y el A2 un 20% menos. SMHI no muestra casi diferencias entre CONTROL y los escenarios.</p> <p>En invierno la frecuencia relativa del modelo GKSS en la zona gallega es de un 60% en Galicia interior, superior al 50% en la meseta norte, cornisa cantábrica, Navarra y Pirineos.</p> <p>En todos los modelos excepto GKSS Y HC misma distribución de aumento intensidad en zona norte y mediterránea y disminución en sur e interior levantino.</p>

PERCENTILES DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares</p> <p>En las estaciones de primavera y verano solo se van a indicar los modelos que marcaban percentil 95% con concentración de precipitación suficiente ya que en algunos de los modelos apenas señalaban precipitación en verano, algunos no se han podido hallar</p> <p>En primavera ETH, GKSS Y UCM, Galicia, Estrecho de Gibraltar Sistema Central, Este de Pirineos</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares</p> <p>A2 junto con tormentas en el delta del Ebro, Pirineos, Estrecho de Gibraltar y Andalucía occidental explican los desbordamientos de alcantarillas y las riadas que arrastran todo lo que encuentran.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Precipitaciones intensas mediterráneas ECA DMI ETH GKSS,HC,KNMI, MPI, UCM, todos menos ICTP</p> <p>La mayoría de los modelos muestran precipitaciones intensas en Galicia, punta de Tarifa y costa mediterránea desde Castellón hacia el norte (fundamentalmente) en otoño.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares</p> <p>Desaparecen tormentas mediterráneas Aparecen en Galicia y delta Duero</p> <p>En la mayoría de los modelos en A2 Q90 Galicia y también muestra intensidad [20,25]mm en sistema central Q95 Ampliación de las zonas de precipitación sierra de Gredos Estrecho de Gibraltar</p>

VALORES DE RETORNO DE PRECIPITACIÓN CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA Península Ibérica y Baleares Distribución de precipitación de ECA VR50A en primavera muy parecida a la invernal En Galicia precipitación intensa en las todas las estaciones excepto en verano que solo indica algo de precipitación en Cantabria y País Vasco. Pirineos, Galicia Castellón Baleares y sistema Ibérico</p>	<p>VERANO Península Ibérica y Baleares ETH En verano muchas celdillas rechazadas en Andalucía y mar mediterráneo meridional En CONTROL núcleo de tormentas en costa catalana y Baleares y celdillas Celdillas rechazadas más en A2 que en CONTROL. UCM en verano, celdillas rechazadas en zona sur, precipitaciones intensas en Mediterráneo.</p>
<p>OTOÑO Península Ibérica y Baleares Como ejemplo de la evolución según el número de años de valores de retorno se ha elegido el modelo danés, DMI que no mostraba tormentas en cinco años y en 50 sí y el inglés, HC que las zonas de precipitación van aumentando rápidamente. Todos los modelos regionales europeos estudiados muestran en esta estación y con valores de retorno de cincuenta años esta concentración de precipitaciones en costa mediterránea. Precipitación muy intensa en Mediterráneo, Galicia, estrecho de Gibraltar, Sistema Ibérico, desembocadura del Guadiana, parte de Portugal, Aragón, Sistema Central. En los valores proyectados en otoño de los escenarios de A2 y B2 se ve que la zona mediterránea es todavía más extensa así como el delta del Ebro, Pirineos, Galicia, Sistema Central, con un valor extremo. Con tres y cinco valores extremos que se suavizan los resultados el Mediterráneo sigue con altas precipitaciones.</p>	<p>INVIERNO Península Ibérica y Baleares En invierno en CONTROL la mayor precipitación aparece la zona noroeste, Tarifa y Mediterráneo, ETH que las va mostrando poco a poco y MPI en el que la precipitación es más comedida en los tres periodos frente al resto de los modelos. Galicia Pirineos Estrecho de Gibraltar y Penibética en CTL, en B2 no aparece la zona sur de precipitación intensa. Diferencias entre otoño e invierno costa mediterránea en otoño con mayor precipitación intensa desde Murcia hasta Francia, en invierno solo costa de Gerona En invierno desaparecen las precipitaciones intensas tan amplias en zona mediterránea. Zonas puntuales. Más de 100mm Galicia, norte de Portugal, sierra de Gata, punta sur de España incluido Estrecho Castellón y costa catalana. Los valores proyectados, en invierno, mantienen las zonas de precipitación pero en B2 la zona andaluza desaparece cuando se toman los cinco días mientras que en A2 se mantienen en la punta de Tarifa.</p>

5 EVALUACIÓN DE RESULTADOS POR REGIONES DESAGREGADAS

Como se explicó en el Capítulo 2 (apartado 2.3), se ha considerado que una manera conveniente de comparar cuantitativamente los resultados de las simulaciones realizadas con los RCM, y los de cada uno de ellos con los análisis de observaciones (ECA&D), consistiría en analizar los extremos climáticos de forma desagregada por regiones. Para ello se ha dividido la Península en las siete regiones propuestas en el trabajo de Sánchez et al. (2009), que se muestran en la figura 5.1. Las siglas utilizadas para identificar a cada región son: **NW** (noroeste), **NE** (noreste), **CW** (centro-oeste), **CC** (centro), **CE** (centro-este e islas Baleares), **SW** (suroeste) y **SE** (sureste). Como comentan Sanchez et al., se ha incluido la región centro (CC) porque el clima de la meseta central elevada queda mejor representado al considerarla separadamente de la zona levantina y la portuguesa.

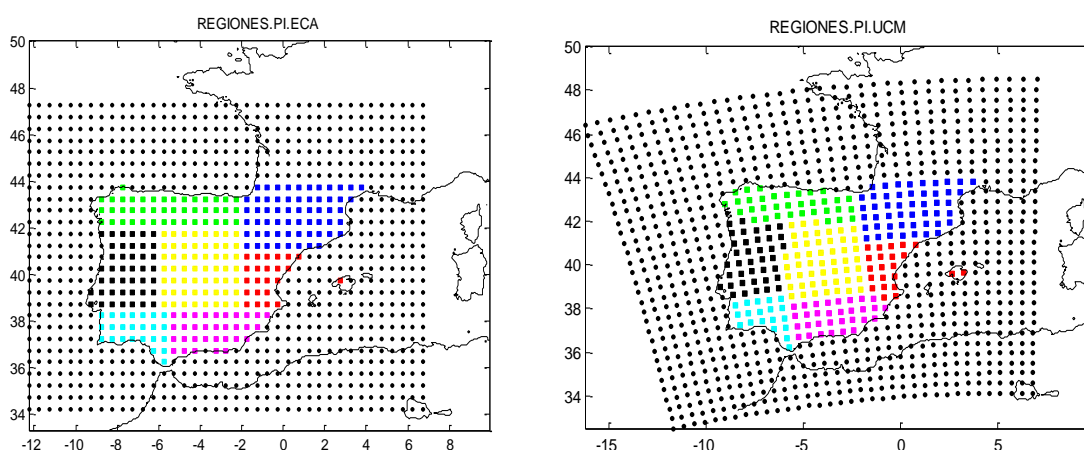


Figura 5.1. Malla del análisis ECA y del modelo UCM mostrando, con diferentes colores, los nodos de tierra incluidos en cada una de las siete regiones en que se ha dividido la Península y Baleares.

NW	NE	CW	CC	CE	SW	SE
10°W - 2°W 42°N - 44°N	2°W - 4°E 41°N - 44°N	10°W - 6°W 38.5°N - 42°N	6°W - 2°W 38.5°N - 42°N	2°W - 4°E 38.5°N - 41°N	10°W - 5.5°W 36°N - 38.5°N	5.5°W - 0°E 36°N - 38.5°N

Tabla 5.1 Intervalos de longitud y latitud (grados) que delimitan cada una de las regiones en que se ha dividido la Península Ibérica

En la Tabla 5.1 se especifican las coordenadas que delimitan a cada una de estas regiones. Para realizar el análisis se han tenido en cuenta los valores de las variables climáticas en los nodos de la malla de cada modelo (y de ECA) que están incluidos en cada una de esas

delimitaciones geográficas, pero excluyendo los de las celdillas cuya mayor parte se encuentran sobre el mar. Esto es así porque los datos de ECA con los se evalúan los RCM sólo corresponden a tierra y también porque el resultado del cambio de los extremos climáticos en tales celdillas son los que inducirían los más relevantes impactos sobre la población.

Como también se observa en la figura 5.1, las regiones no abarcan el mismo número de nodos, ni éste es igual en los modelos (se muestra el modelo UCM como ejemplo). En la Tabla 5.2 se indica el número de nodos de tierra de cada modelo y de ECA que están incluidos en cada una de las regiones.

	NW	NE	CW	CC	CE	SW	SE
ECA	43	60	42	56	23	24	32
DMI	41	56	43	55	23	21	33
ETH	32	43	32	44	18	17	27
GKSS	32	42	32	44	18	17	27
HC	39	58	40	56	22	25	34
ICTP	34	49	39	49	20	16	33
KNMI	41	59	41	58	25	22	35
MPI	32	42	32	44	18	17	27
SMHI	41	57	41	57	23	23	32
UCM	34	49	38	50	22	19	31

Tabla 5.2. Número de nodos de tierra que tienen en cada región los nueve RCM y ECA.

El estudio desagregado por regiones conserva la misma estructura que se ha seguido en los Capítulos 3 y 4. Es decir, las medias, los percentiles y los valores de retorno de las tres variables (t_{2max} , t_{2min} y precip), además de la intensidad y frecuencia de precipitación de días lluviosos, en clima pasado reciente y los dos escenarios de cambio climático (A2 y B2). Se han calculado también los coeficientes de correlación de los modelos entre sí para las tres variables de los que se hablará al final del capítulo.

Para analizar los resultados en este caso, en vez mostrarlos con mapas, se utilizarán gráficos con diagramas de barras para cada una de las siete regiones y las tres familias de simulaciones realizadas con los RCM (CONTROL, A2 y B2). En la figura 5.2 se presenta un ejemplo de este tipo de diagrama para una determinada región. A continuación se incluye una explicación de las características de dicha figura:

- En abcisas se indica la región de que se trate y en ordenadas el valor medio de la variable en clima pasado reciente (diagrama a la izquierda) o el valor de cambio de la

variable en clima futuro respecto a CONTROL (diagrama a la derecha) en el escenario considerado (A2 o B2).

- b) Con el punto negro a la izquierda de la barra azul se indica el valor medio de la variable que ofrece ECA en los nodos incluidos en la región de que se trate, cuya magnitud se lee en ordenadas.
- c) En la barra de color azul se indican los valores de la media (círculo en la barra), la mediana (raya horizontal en la barra), los percentiles 25 y 75 (límites inferior y superior del rectángulo coloreado) y los valores mínimo y máximo (límites del segmento vertical acotado) del conjunto de promedios que simulen los nueve RCM en los experimentos CONTROL. Es decir, para cada RCM se calculan los promedios de los valores simulados en los nodos que cada uno incluya en la región considerada, y con esos nueve valores medios de cada RCM se representan los mencionados estadísticos con las barras en vertical.
- d) Y en las dos barras del diagrama a la derecha se representan los resultados del cambio entre CONTROL y el escenario B2 (barra verde) y entre CONTROL y escenario A2 (barra roja), con el mismo significado antes explicado. Es decir, el círculo en la barra la media de los cambios promedio simulados por los RCM (cuatro en B2 y nueve en A2), la raya horizontal interior indica la mediana del conjunto de los cambios promedio, la barra coloreada los percentiles 25 y 75 y el segmento vertical acotado los valores máximo y mínimo de dicho conjunto. Estos valores de cambio se leen en la ordenada.

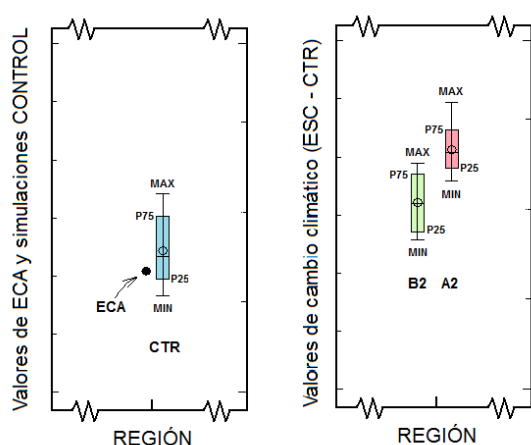


Figura 5.2. Muestra de la información proporcionada en los diagramas de barras usados para analizar los resultados de las simulaciones en cada región.

Por tanto, la longitud de estas barras coloreadas y de los segmentos verticales expresan la dispersión de los valores simulados por los RCM. Cuanto más alargados, más diferencia hay entre los de los nueve modelos (cuatro en el caso de escenario B2). Esta dispersión es un indicativo de la incertidumbre involucrada en los resultados de las simulaciones con los

modelos climáticos, como se explicó en el Capítulo 1. Ahora bien, hay que tener en cuenta que las simulaciones se han realizado anidando todos los RCM en un mismo modelo climático global (GCM). Por tanto, a la incertidumbre ligada a los RCM, que se deduce de la dispersión de resultados que aquí se presentan, habría que sumar la incertidumbre que se derivaría si se hubiesen utilizado varios GCM para anidar el conjunto de modelos regionales considerado.

5.1 Temperaturas máximas diarias en superficie (t2max)

5.1.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En la figura 5.3a se muestran las barras con los resultados de los promedios estacionales de las t2max diarias simulados por el conjunto de RCM en cada una de las siete regiones, junto con los correspondientes a las observaciones de ECA (puntos negros).

En ella se observa que, en la mayor parte de las regiones, los valores medios de ECA se diferencian en menos de 2°C con los promedios de los RCM (círculos en las barras) en la simulación de clima pasado reciente y están incluidos dentro de los intervalos del conjunto. La excepción más clara a este resultado se identifica en la región SW en verano (JJA), donde los valores de todos los modelos son más elevados que el de ECA y la media de éstos resulta ser unos 3°C más alta que el valor observado. Parece razonable atribuir una buena parte de ese sesgo generalizado al modelo global (HadAM3) donde se han anidado todos los RCM.

Otro resultado a destacar es la proximidad entre las medias y las medianas del conjunto de modelos y que los resultados de la mitad de los RCM (entre los percentiles 25 y 75) no suelen diferenciarse en más de 2°C, pues indican que las distribuciones de los valores ofrecidos por la mayor parte de modelos presentan una forma próxima a una gaussiana. Esto podría interpretarse como una prueba de la relativa bondad con que este conjunto de RCM simulan las temperaturas máximas observadas en las diversas regiones, aunque casi siempre hay algún modelo que ofrece un valor claramente más bajo que los demás (barra inferior del segmento vertical acotado), como se ha expuesto en el Capítulo 3.

Por lo que se refiere a los resultados del cambio proyectado (fig. 5.3b), se observa un buen escalamiento del aumento de t2max con el calentamiento global en cada una de las estaciones y regiones, es decir los cambios son menores en B2 que en A2. También se aprecia que la dispersión de los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es claramente menor que en el experimento de CONTROL. De hecho, la longitud de las barras coloreadas (entre P25 y P75) no suele exceder al equivalente a 1°C. Como en los valores de la

simulación de clima pasado reciente (CONTROL), se aprecia asimismo una gran proximidad entre las medias y las medianas en ambos escenarios, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año.

Otro aspecto relevante son las diferencias entre los resultados proyectados en el escenario B2 y A2 en las diversas estaciones del año y regiones, porque aporta información sobre el grado de eficiencia de las posibles estrategias mitigadoras y también sobre el ritmo de cambio que experimentarán las t_{2max} en función del calentamiento global. Así, se observa que mientras en verano e invierno las diferencias entre los promedios de A2 y B2 (círculos en las barras rojas y verdes) generalmente se mantienen por debajo de 1°C en todas las regiones, en otoño y sobre todo en primavera llegan a superar los 2°C en las regiones del centro y sur, lo que supone un aumento doble de t_{2max} en el escenario A2 (en torno a 4°C) que en el B2 (en torno a 2°C). Esto se puede interpretar como un indicio de que los cambios de las t_{2max} en tales regiones y estaciones serían más sensibles a valores de calentamiento global por encima de los 2.2°C , que es el valor simulado por el modelo global HadAM3 para el último tercio de siglo en el escenario B2 (3.1°C de calentamiento global en el escenario A2). Siguiendo el mismo razonamiento, se podría argumentar que en verano las t_{2max} en todas las regiones presentan una mayor sensibilidad a valores de calentamiento global inferiores a los 2.2°C , pues ya en el escenario B2 los aumentos proyectados de t_{2max} se aproximan a 5°C en todas las regiones y llegan a unos 6°C en el escenario A2, apenas 1°C más. Es decir, que mientras que para un calentamiento global de 2.2°C el incremento medio de t_{2max} es de unos 5°C , para un calentamiento global de 3.1°C el incremento medio de t_{2max} es de unos 6°C .

Esta diferente sensibilidad del cambio medio de las t_{2max} en relación al calentamiento global ofrece un indicio de que los aumentos proyectados a lo largo de las próximas décadas para esta variable climática se producirán a un ritmo más rápido en verano y más lento en invierno en todas las regiones, con ligeras diferencias entre ellas. O bien, expresado en otros términos, que la señal del calentamiento global en las t_{2max} en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno.

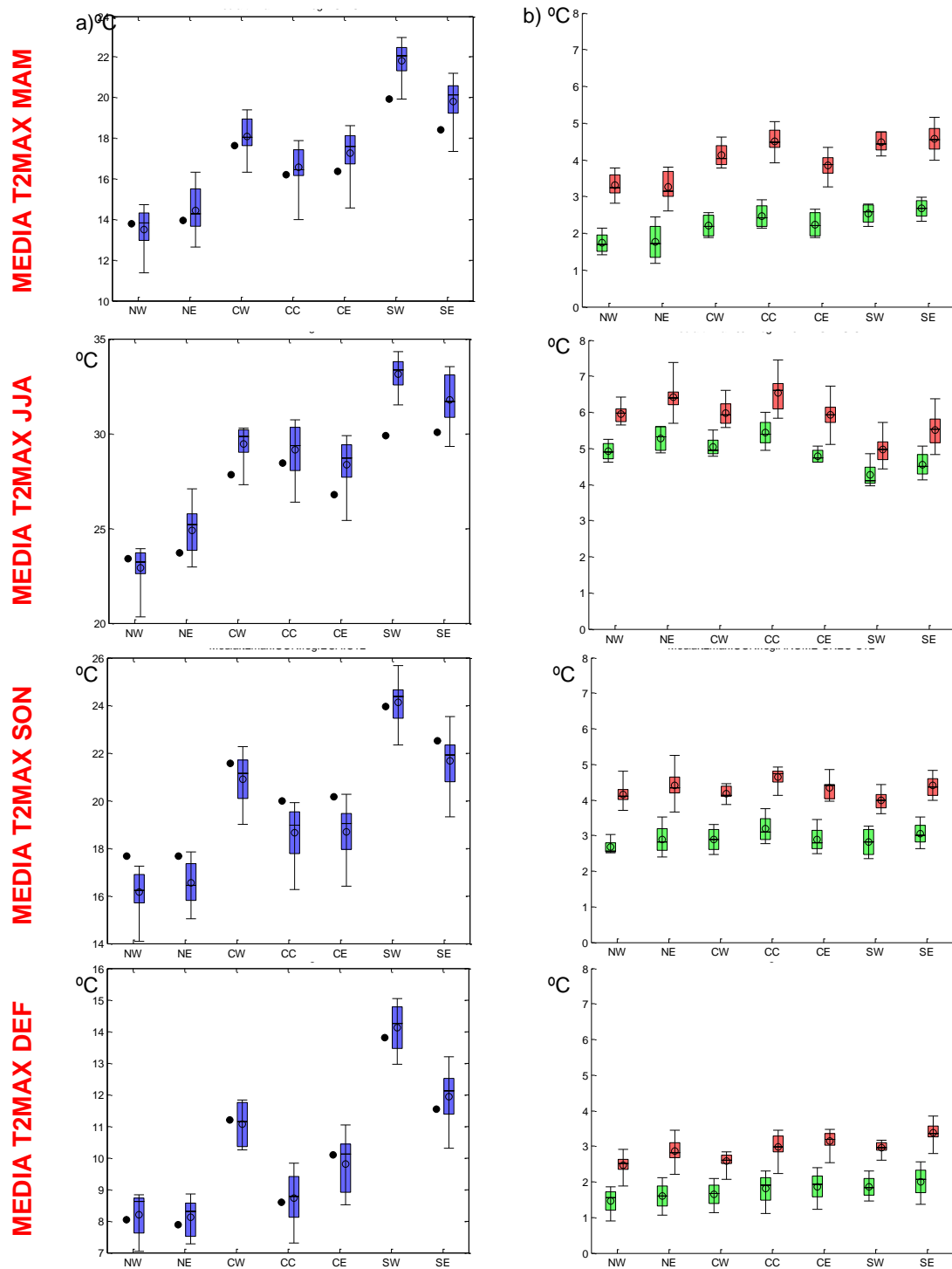


Figura 5.3 (a) Resultados de los promedios de t_{2max} diarios ($^{\circ}C$) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los promedios de t_{2max} diarios ($^{\circ}C$) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en eje de abscisas).

5.1.2 Percentiles de t_{2max}

Para cada RCM y ECA, el valor de los percentiles de t_{2max} asignado a cada región corresponde al promedio de los percentiles calculados en todas las celdillas incluidas en dicha región.

En la figura 5.4a se muestran los resultados regionalizados del percentil 90 (Q90) de las t_{2max} diarias ofrecidos por el conjunto de RCM en las simulaciones de clima pasado reciente junto a los valores que ofrece ECA. En ella se observa que, por lo general, las diferencias entre las medias de Q90 que resultan de los valores de ECA y de los RCM se mantienen inferiores a 2°C y los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM. Al igual que ocurre con los valores medios de t_{2max} , la excepción más clara a este resultado se identifica en la región SW en primavera (MAM) y verano (JJA), donde los Q90 de todos los modelos son bastante más elevados que el de ECA y la media de éstos resulta ser entre 3°C y 4°C más alta que el valor observado. De nuevo se atribuye una buena parte de ese sesgo generalizado al modelo global (HadAM3) donde se han anidado todos los RCM.

Asimismo, la proximidad entre las medias y las medianas del conjunto de modelos y que los resultados de la mitad de los RCM (entre los percentiles 25 y 75) no suelen diferenciarse en más de 2°C, podría interpretarse como una prueba de la relativa bondad con que este conjunto de RCM simulan los valores de los percentiles más altos de las t_{2max} diarias en las diversas regiones.

Por lo que se refiere al percentil 10 (Q10) de las t_{2max} , en la figura 5.5a se aprecia que las diferencias entre los valores de ECA y las medias de los RCM también se mantienen casi siempre inferiores a 1°C y los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM. En este percentil bajo no se identifica ninguna región donde las diferencias ECA – RCM lleguen a 2°C, si bien se aprecia que las longitudes de los segmentos verticales (máxima dispersión entre los RCM) suelen ser más amplios que en el caso de los percentiles más altos (Q90). Como se interpretó en el Capítulo 3, esto se debe fundamentalmente a que uno de los RCM (ETH) simula valores de Q10 notablemente más bajos que los demás.

En cuanto a los resultados del cambio proyectado en los percentiles Q90 (fig. 5.4b) y Q10 (fig. 5.5b) también se aprecia un escalamiento con el calentamiento global en cada una de las estaciones y regiones, es decir los cambios son menores en B2 que en A2, y que la dispersión de los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es claramente menor que en el experimento de CONTROL. De hecho, la mitad de los RCM (barras coloreadas) ofrecen valores de cambio del Q10 en un intervalo menor de 1°C, y menor de 2°C en el Q90, lo que

de nuevo se interpreta como un indicativo de que la mayor parte de RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año.

Otro aspecto relevante son las sensibilidades del cambio de los percentiles Q90 y Q10 de las t_{2max} en relación al calentamiento global en las diversas estaciones del año. Como se observa en la figura 5.4b, las diferencias entre los valores de Q90 en el escenario B2 respecto al clima pasado reciente son claramente mayores que las diferencias entre el escenario A2 respecto al B2 en verano (JJA). Y esto mismo se aprecia en el caso de los cambios de los Q10 (ver fig. 5.5b), aunque estos contrastes son algo menores. En consecuencia, de nuevo se concluye con que la señal del calentamiento global en los estadísticos más extremos de las t_{2max} (Q90 y Q10) en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano.

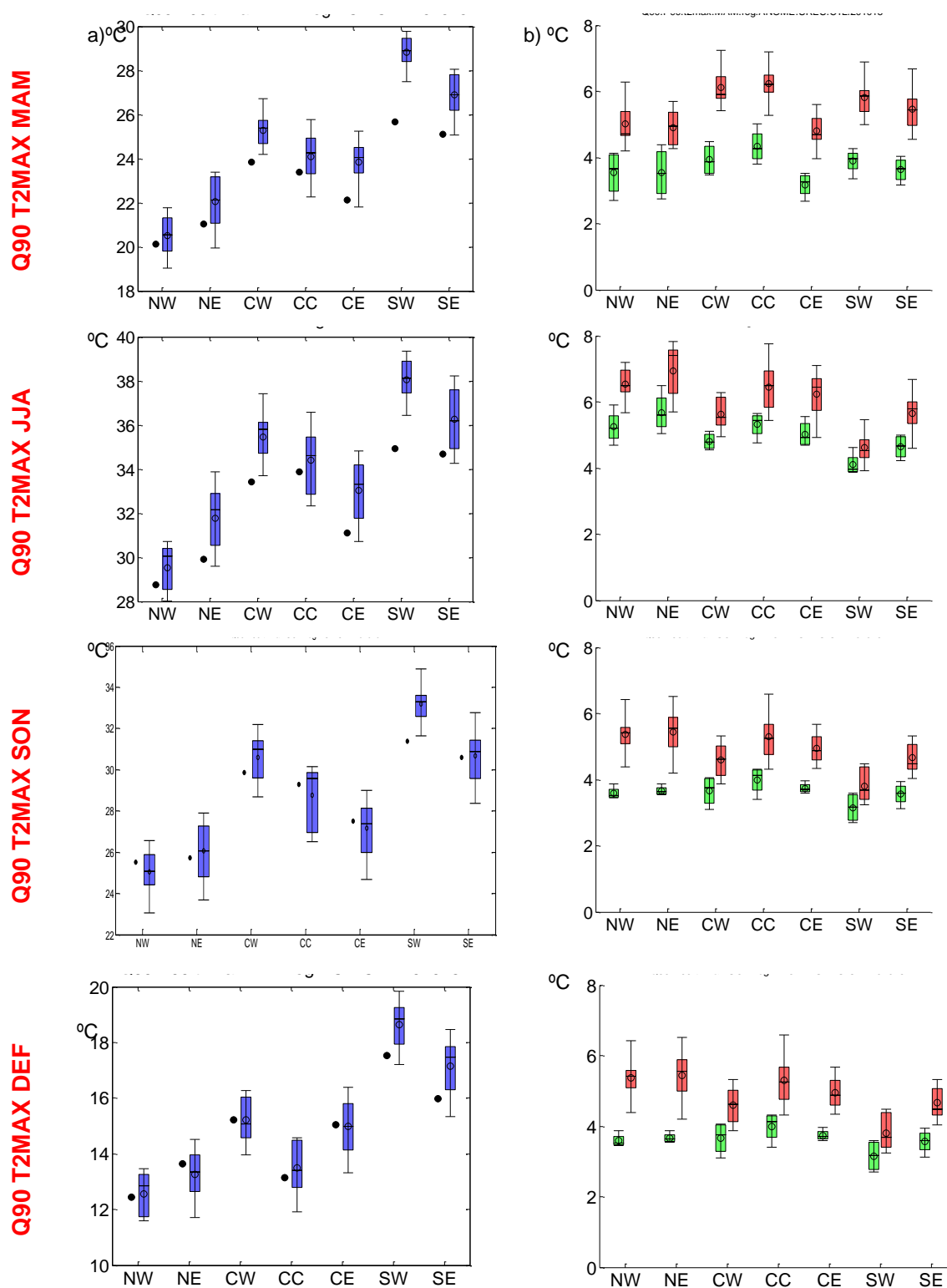


Figura 5.5 En abscisas las siete regiones de la PI
 (a) Resultados de los percentiles Q90 de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los Q90 de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en eje de abscisas).

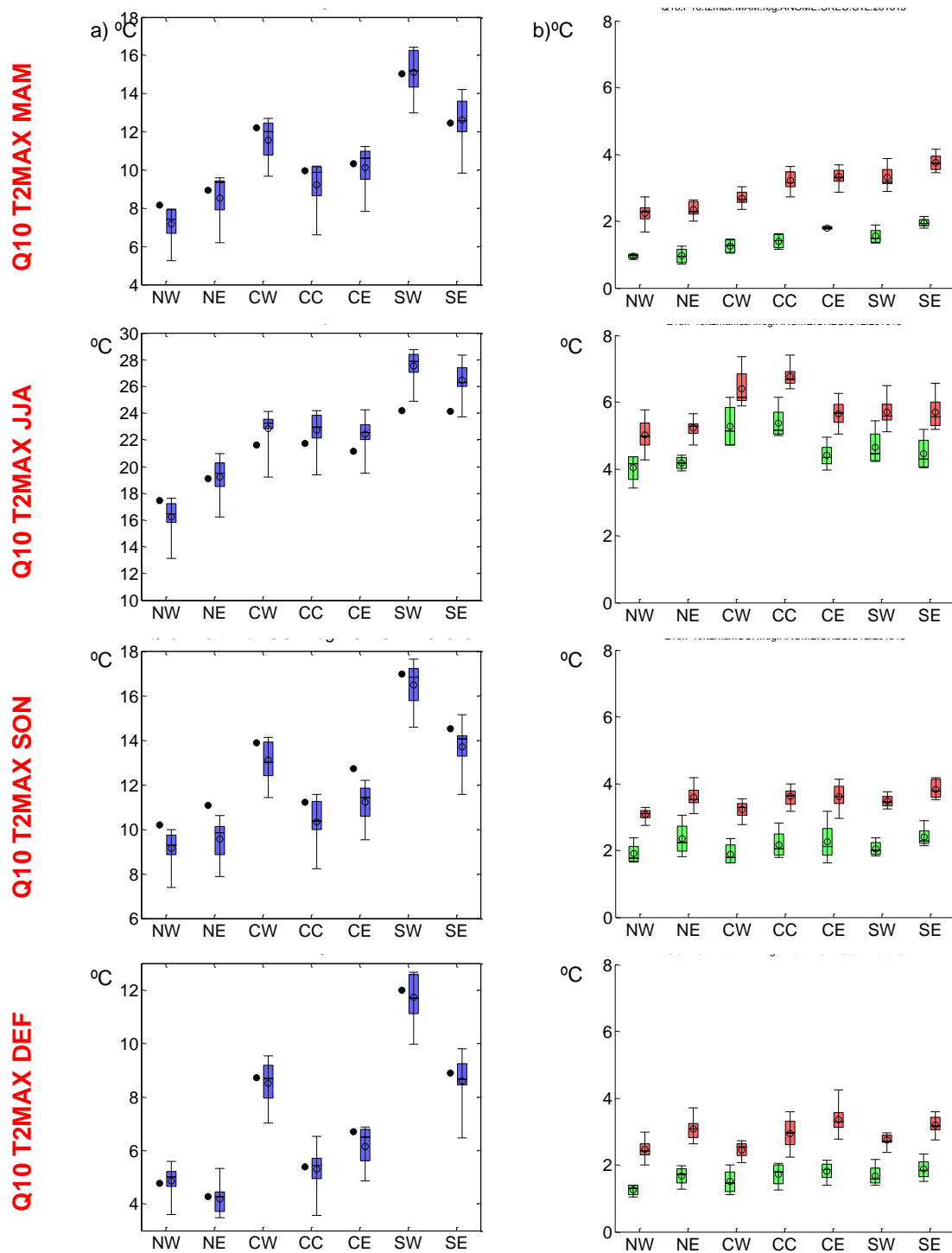


Figura 5.5 En abscisas las siete regiones de la PI

(a) Resultados de los percentiles Q10 de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los Q10 de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en eje de abscisas).

5.1.3 Valores de retorno de t_{2max}

Como se comentó en los Capítulos 3 y 4, este índice de extremos presenta la dificultad de que para asignarle un valor en cualquier celdilla, han de cumplirse dos criterios: Que el parámetro de forma (ξ) de la distribución GEV debe estar en el intervalo $[-1,1]$ y que se supere el test de Kolmogorov-Smirnov. Ya se comprobó que en algunas estaciones y modelos a veces hay un apreciable número de celdillas “rechazadas”, lo que en este estudio desagregado por regiones plantea el problema adicional. Por eso se ha considerado que para cada RCM solo se asigna un valor a este índice de extremos en una región si el número de celdillas rechazadas no supera el 30% del total que la componen. A continuación se muestran los resultados por regiones correspondientes al periodo de retorno de 50 años (VR50) de las t_{2max} . En el anexo 5 se incluye información adicional sobre valores a otros periodos de retorno.

En la figura 5.6a se presentan los resultados regionalizados del VR50 de las t_{2max} diarias ofrecidos por el conjunto de RCM en las simulaciones de clima pasado reciente junto a los valores que ofrece ECA. En ella se observa que, por lo general, las diferencias entre las medias de VR50 de ECA y de los RCM (segmento horizontal en la barra azul) son más notables que las de los Q90, llegando en algunos casos a 3°C, aunque los valores de ECA están incluídos dentro de los intervalos del conjunto de RCM, salvo en la región SW en MAM (atribuible al modelo global). No obstante la dispersión entre los valores de VR50 de la mayoría de RCM (longitud de la barra azul) es menor en invierno y primavera, lo que pone de manifiesto la gran influencia que ejercen ciertas parametrizaciones físicas (intercambios aire-suelo) de los RCM en el valor de las t_{2max} más extremas que simulan en los meses más cálidos del año, pues septiembre está incluído en el otoño (SON), en las regiones con mayoría de terrenos secos (en el NW es donde menos dispersión se aprecia).

En cuanto a los resultados del cambio proyectado en los VR50 (fig. 5.6b) también se aprecia un escalamiento con el calentamiento global, es decir menores aumentos en B2 que en A2, y una dispersión de los valores del conjunto de RCM en general más pequeña que en el experimento de CONTROL, excepto en primavera (MAM). Esta excepción resulta particularmente llamativa pues hay regiones (CC y CE) en que incluso el aumento en A2 es menor que en B2, lo que no cabe interpretar más que como una consecuencia de que solo hay cuatro RCM que simularon B2 frente a los nueve que lo hicieron en A2, y esos cuatro RCM estarían entre los que ofrecen mayor magnitud en el cambio de VR50 de t_{2max} en dichas regiones y esa estación del año.

No obstante, en concordancia con los resultados del cambio en los Q90 de las t_{2max} , se aprecia un claro escalamiento los VR50 con el calentamiento global en verano (JJA), es

decir que las diferencias entre los valores de VR50 en el escenario B2 respecto al clima pasado reciente son claramente mayores que las diferencias entre el escenario A2 respecto al B2 en verano (JJA). En consecuencia, de nuevo se concluye con que la señal del calentamiento global en los estadísticos más extremos de las t_{2max} (VR50) en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en cualquier otra estación del año.

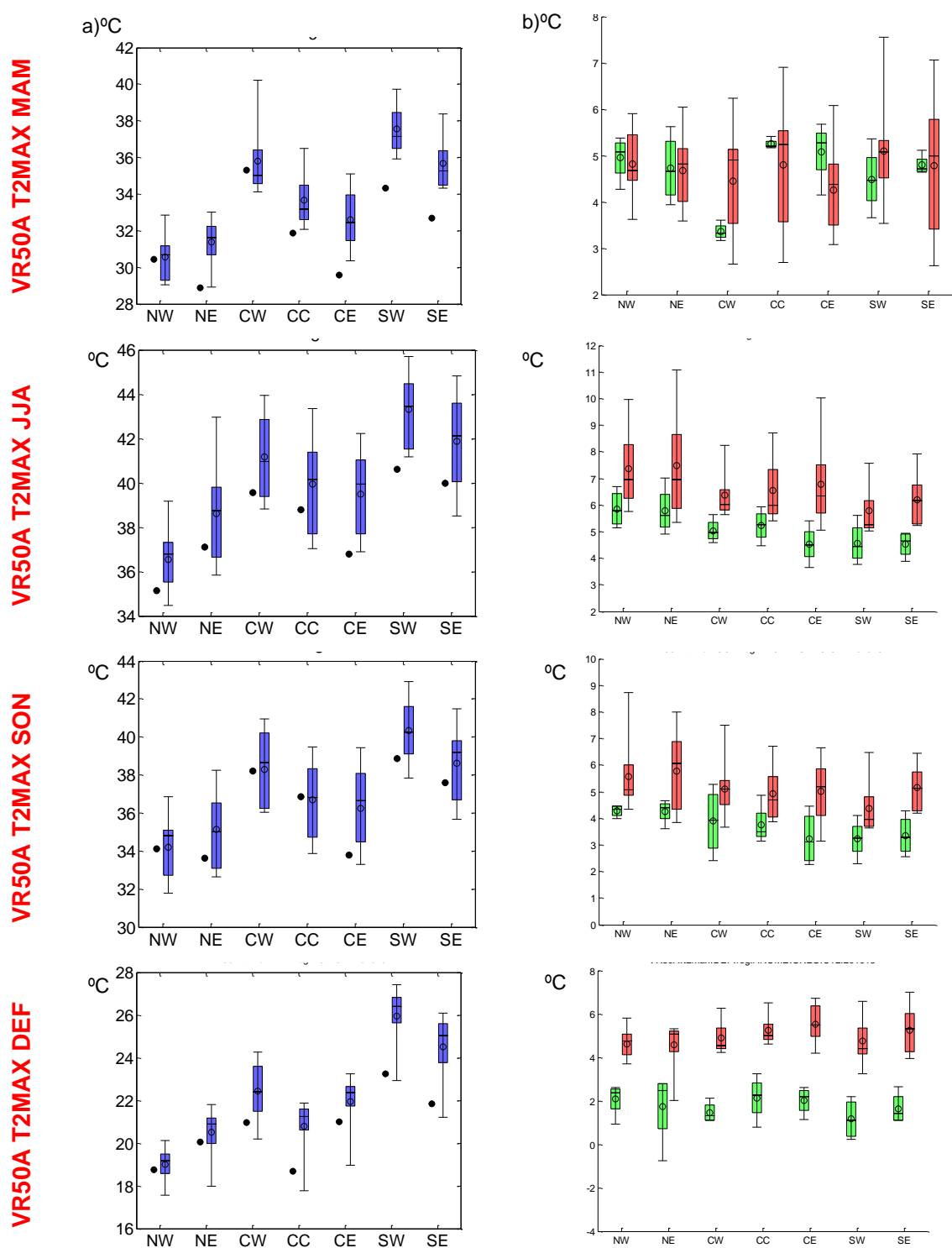


Figura 5.6 En abscisas las siete regiones de la PI

(a) Resultados de los valores de retorno de 50 años (VR50A) de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los VR50A de t2max diarios (°C) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en eje de abscisas).

MEDIA DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones ECA y CONTROL siempre muestran medias de temperaturas menores que en los escenarios A2 y B2, siendo las temperaturas de clima futuro en el escenario más benévolo B2, 2°C menos que en el A2. Las regiones meridionales, como era de esperar, alcanzan las temperaturas máximas en el escenario A2 superiores a 25°C en primavera. ΔTB2-CTL [1,3]°C ΔTA2-CTL [2,5,5]°C</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En las regiones del sur en verano, ECA señala 30°C de media y en el escenario A2 llega a los 38.8°C. En el norte aumento de 6°C con ECA y en el NE A2 33°C. Las regiones centrales en verano también indican temperaturas medias altísimas ΔTB2-CTL [4,5,5]°C ΔTA2-CTL [4,5,8]°C</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño, la tendencia es muy parecida a la primavera pero las temperaturas son más elevadas en esta estación desde 14°C en norte y 29°C en SW. ΔTB2-CTL [2,5,3,5]°C ΔTA2-CTL [3,5, 5]°C</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno, la región de temperaturas medias superiores es la suroeste que, a pesar de ser invierno, la media llega hasta los 18°C en el escenario A2 en el SW, y las de temperaturas medias inferiores son las regiones septentrionales, que en NE CONTROL marca 7°C. ΔTB2-CTL [1,2]°C ΔTA2-CTL [2,4]°C</p>

PERCENTILES DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera en los percentiles Q90 y Q95 de temperatura máxima los peldaños ECA-CONTROL están separados de los B2-A2 en todas las regiones excepto NE. Los valores de temperatura máxima en Q95 en la región SW alcanzan casi los 38°C en el escenario A2, de 32 a 36°C las regiones centrales y SE mientras que en el norte solo llega a los 30°C en el NE. El percentil Q10 de las temperaturas máximas más bajas calcula temperaturas de aproximadamente 15°C menos que en los percentiles anteriores. Escalera bien definida. ΔTB2-CTL [3,5]°C ΔTA2-CTL [5,7]°C</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano, hay mucha diferencia entre los dos bloques uno formado por valores observados de ECA y los de CONTROL y otro de los escenarios de cambio climático. En todas las regiones hay un salto de 4°C entre ambos en los percentiles Q90 y Q95. En las regiones del norte de los 30°C de ECA y CONTROL hasta los 38°C de A2. En las regiones centrales y meridionales el escenario A2 las temperaturas superan los 40°C y el B2 en cuatro de las cinco regiones. En cuanto a las temperaturas máximas más bajas aparecen en las dos regiones septentrionales aunque el verano fresco del cantábrico y Pirineos marca más de 20°C en A2 ΔTB2-CTL [4,7]°C ΔTA2-CTL 4,8]°C</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño, en las regiones meridionales se alcanzan temperaturas de 39°C, y aunque sea otoño, al estar calculando en percentil Q90 indica que solo hay un 10% de los días en que habría temperaturas superiores a estas, pero como ya se ha indicado anteriormente en otoño está el mes de septiembre, y en septiembre hay días de temperaturas muy elevadas. La distribución por barras en el percentil 10 es muy homogénea, series de escalones CONTROL-B2 y A2 y ECA valores un poco superiores a CONTROL, por primera vez, en algunas de las regiones. ΔTB2-CTL [3,5]°C ΔTA2-CTL [4,7]°C</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno, los cuantiles Q90 y Q95 de temperaturas máximas oscilan, en intervalos mucho más pequeños que en otoño siendo las más altas de 25°C en el sur y de 12°C en el norte, pero lo intervalos de cada escenario y de cada región no varían más de 3- 4°C entre los diferentes modelos, en el norte 2-3°C. Escalera bien definida. En el percentil Q10 en la fresca región NE la temperatura de ECA es casi 4°C y el intervalo de temperatura máxima menor no llega a los 9°C. Escalera bien definida. ΔTB2-CTL [1,3]°C ΔTA2-CTL [2,5]°C</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÁXIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones Los valores de la temperatura máxima por regiones en primavera varían entre los 25°C de ECA y CONTROL en las regiones del norte con periodo de retorno de cinco años y los 44°C del SW en el de cincuenta años. Al estar incluido mayo en primavera las temperaturas máximas en un periodo de cincuenta años podría darse el caso de superar los cuarenta al menos una vez. $\Delta TB2\text{-CTL}$ [4,6]°C $\Delta TA2\text{-CTL}$ [5,10]°C</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones Los valores de retorno de t_{2max} en verano son, en toda la península, una franja de temperaturas muy elevadas, se separan ECA y CONTROL 5°C de los escenarios y estos oscilan entre 32°C y 49°C. Los modelos rechazados son, en CTL: KNMI (región NW) y UCM (CE) y en A2: ICTP (CC) Los vaticinios de altísimas temperaturas en verano del periodo de retorno de cincuenta años coinciden en todos los modelos y en todas las regiones, variando desde los 42°C hasta los 50°C. $\Delta TB2\text{-CTL}$ [4,7]°C $\Delta TA2\text{-CTL}$ [5,10]°C</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño, es rechazado por el valor del parámetro de forma chi en CTL: SMHI (NW). La tendencia de la temperatura máxima de los modelos en las regiones es muy parecida, con diferencia de grados, pero barras igual de ‘alargadas’ para los escenarios correspondientes Superior a 40°C en el valor de retorno de 50 años en el escenario A2, en el B2, 39°C y a cinco grados de diferencia están los valores de ECA. $\Delta TB2\text{-CTL}$ [1,6]°C $\Delta TA2\text{-CTL}$ [4,9]°C</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno es ECA la que tiene celdillas rechazadas . $\Delta TB2\text{-CTL}$ [-1,2]°C $\Delta TA2\text{-CTL}$ [3,7]°C</p>

5.2 Temperaturas mínimas diarias en superficie (t_{2min})

5.2.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En la figura 5.7a se muestran los resultados para cada región de los promedios estacionales de las t_{2min} diarias simulados por el conjunto RCM en clima pasado reciente, así como los correspondientes a las observaciones de ECA (puntos negros).

Igual que en el caso de la t_{2max} , se observa que las diferencias entre ECA y la media de los RCM en cada región (círculos en las barras azules) se mantienen siempre inferiores a 2°C y por lo general dentro de los intervalos del conjunto (segmentos verticales acotados). Las excepciones se localizan en invierno en las regiones con orografía más compleja (NW, NE, CC, SE), donde los valores medios de todos los RCM son más elevados que los de ECA. Sin embargo es de resaltar que los modelos simulan siempre valores medios de t_{2min} mayores que los observados de ECA, como ya se señaló en el Capítulo 3. Este comportamiento unánime de los RCM podría apuntar a que una parte de dicho sesgo positivo fuera inducido por el modelo global donde se anidaron todos ellos.

Las diferencias entre las medianas y las medias y la longitud de las barras azules (donde se sitúan los valores de la mitad del conjunto de RCMs) son, por lo general, algo mayores que en el caso de la t_{2max} . No obstante las primeras nunca llegan a 0.5°C y las segundas no

sobrepasan los 2°C. Aplicando la misma interpretación que dio a este comportamiento en las t_{2max} , parece que los RCM tienden a simular las temperaturas mínimas con mayores discrepancias entre ellos que las máximas. Esto podría indicar una mayor influencia sobre las temperaturas mínimas de las parametrizaciones físicas incluidas en los RCM (quizá más en las radiativas y las de nubosidad), pues es donde radican las principales diferencias entre los modelos regionales usados.

Los resultados de los cambios proyectados en los promedios de las t_{2min} diarias que se presentan en la figura 5.7b también ponen de manifiesto que los incrementos escalan bastante bien con el calentamiento global (menores en B2 que en A2) en todas las estaciones y regiones. También se observa que la dispersión de los valores de cambio simulados por el conjunto de RCM es menor que en el experimento de CONTROL en todas las regiones y estaciones, excepto en verano donde se aprecian más discrepancias entre los modelos. De hecho, en esa estación la longitud de las barras coloreadas llegan exceder al equivalente a 1°C en varias regiones. Este hecho se interpreta como un indicativo más de la influencia que ejercen las parametrizaciones físicas de los RCM es mayor sobre las temperaturas mínimas que sobre las máximas.

Igual que en la t_{2max} , también en las t_{2min} se aprecian diferencias entre la magnitud de los cambios proyectados en el escenario B2 y A2 en las diversas estaciones del año y regiones. De nuevo en verano, y en menor medida en otoño, es cuando los incrementos en B2 respecto a CONTROL son claramente superiores a los de A2 respecto a B2. Es decir, que los cambios proyectados en esas estaciones presentan una mayor sensibilidad a valores de calentamiento global inferiores a 2.2°C (valor simulado por el modelo global HadAM3 en el escenario B2).

O bien, siguiendo el mismo razonamiento, que la señal del calentamiento global en las t_{2min} será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno en cualquiera de las regiones peninsulares, aunque destacando las más continentales.

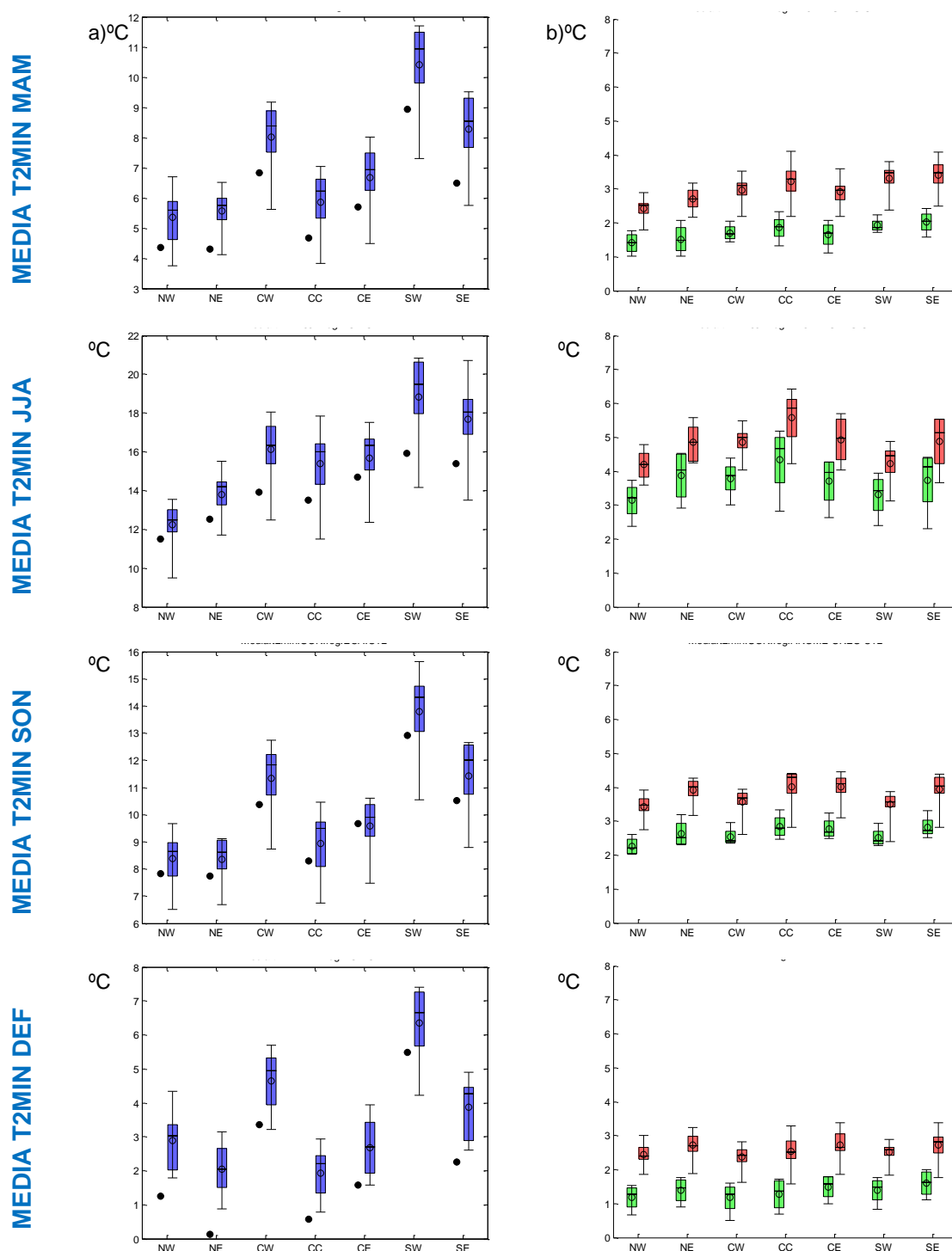


Figura 5.7 (a) Resultados de los promedios de t_{2min} diarios ($^{\circ}C$) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en el eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los promedios de t_{2max} diarios ($^{\circ}C$) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en el eje de abscisas).

5.2.2 Percentiles de t2min

Los valores de los percentiles Q90 y Q10 de las temperaturas mínimas diarias (t2min) asignados a cada región corresponden a los promedios de dichos percentiles en todas las celdillas que incluye en las mallas de ECA y los diversos RCM.

En la figura 5.8a se muestran los resultados regionalizados del percentil 10 (Q10) de las t2min del conjunto de simulaciones de clima pasado reciente con los RCM y los valores que ofrece ECA. En ella se observa que, por lo general, las diferencias entre las medias de Q10 que resultan de los valores de ECA y de los RCM se mantienen menores a 2°C y casi todos los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM. Asimismo, la proximidad entre las medias y las medianas del conjunto de modelos y el que los resultados de la mitad de los RCM (entre los percentiles 25 y 75) no suelen diferenciarse en más de 1°C, podría interpretarse como una prueba de la relativa bondad con que este conjunto de RCM simulan los valores de los percentiles más bajos de las t2min diarias en las diversas regiones, aunque ya se ha señalado antes que uno de los RCM suele simular t2min claramente inferiores que el resto, lo que aleja el extremo inferior de los segmentos verticales de las medias.

Por lo que se refiere al percentil 90 (Q90) de las t2min, en la figura 5.9a se aprecia que las diferencias entre los valores de ECA y las medias de los RCM son en general mayores que en el caso de los Q10, especialmente en verano donde las diferencias ECA – RCM llegan a 3°C, y también se aprecia que las longitudes de los segmentos verticales (máxima dispersión entre los RCM) son más amplios. Como se comentó en el Capítulo 3, esto podría estar relacionado con la mayor influencia de ciertas parametrizaciones físicas (radiativas y nubosas) que difieren de unos modelos a otros.

En cuanto a los resultados del cambio proyectado en los percentiles Q10 (fig. 5.8b) y Q90 (fig. 5.9b) también se aprecia un escalamiento con el calentamiento global en cada una de las estaciones (excepto en invierno, DEF) y regiones, es decir los cambios son menores en B2 que en A2, y que la dispersión de los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es claramente menor que en el experimento de CONTROL (no tanto en invierno, DEF). Sin embargo, la dispersión es en general menor en los valores de cambio de los Q90 de las t2min, pero en este caso las excepciones se localizan en primavera (MAM) y verano (JJA). De nuevo estas excepciones (Q10 en invierno y Q90 en verano) se interpreta como un indicativo de la influencia ejercida por la diversidad de parametrizaciones radiativas y nubosas en los valores más bajos de las t2min en invierno y de los más altos en verano.

En relación con las sensibilidades del cambio de los percentiles Q10 y Q90 de las t2min en relación al calentamiento global en las diversas estaciones del año, en la figura 5.8b, las

diferencias entre los valores de Q10 en el escenario B2 respecto al clima pasado reciente sólo son claramente mayores que las diferencias entre el escenario A2 respecto al B2 en verano (JJA), aunque no tanto como se observa en los cambios de los Q90 de las t_{2max} (fig 5.5b). Y esto mismo se aprecia en el caso de los cambios de los Q90 de las t_{2min} (ver fig. 5.9b), aunque estos contrastes son algo menores. En consecuencia, se concluye que la señal del calentamiento global en los estadísticos más extremos de las temperaturas máximas estivales (Q90 y Q10) en cualquiera de las regiones peninsulares sería discernible de la variabilidad natural en el futuro mucho antes que en los extremos (Q10 y Q90) de las temperaturas mínimas.

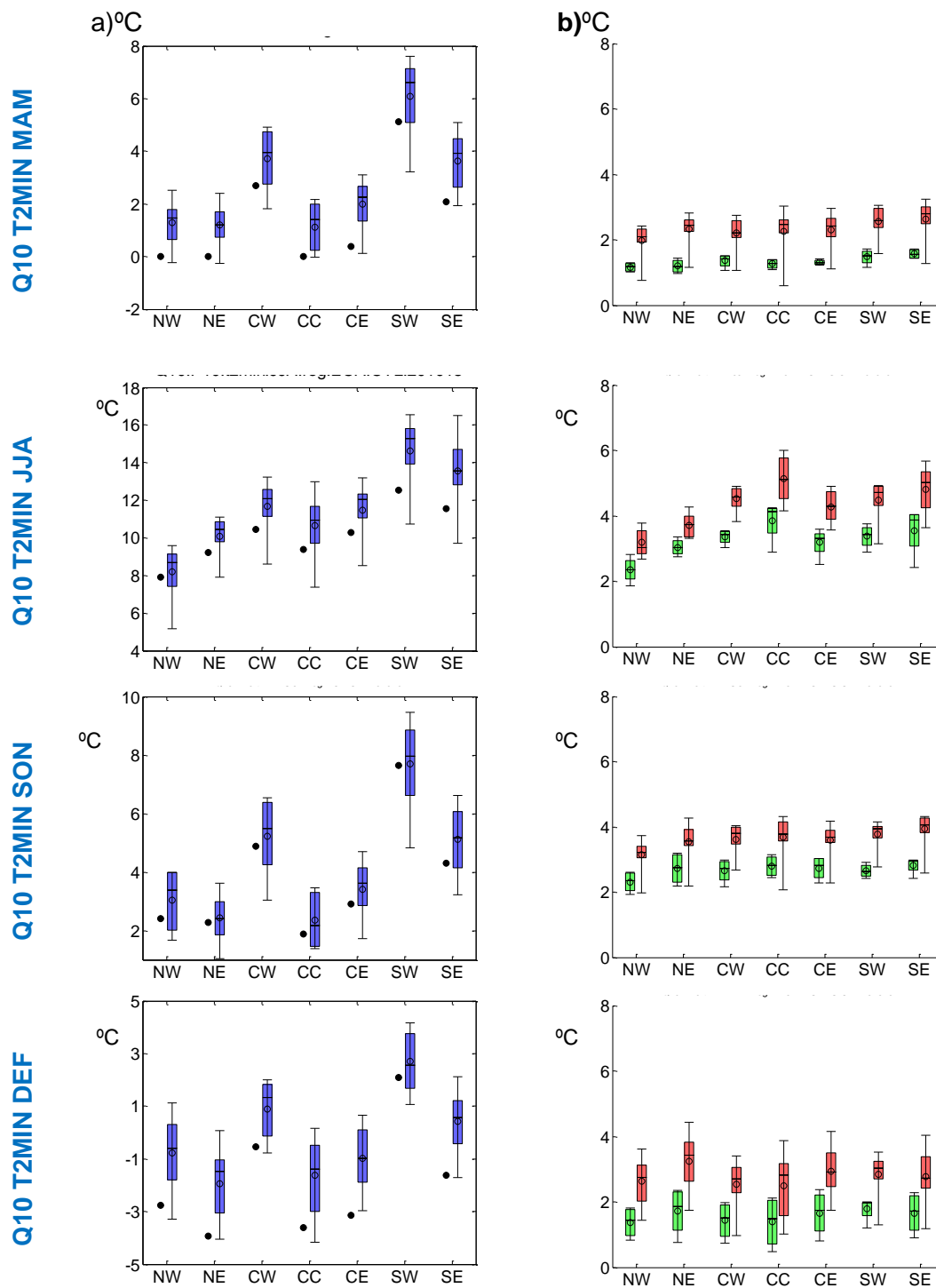


Figura 5.8 En abscisas las siete regiones de la PI

(a) Diagrama de barras del Q10 de t2min diarias en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores simulados de CONTROL de clima pasado reciente (1961-1990). En ordenadas valores de t2min en °C. (b) Diagrama de barras de proyecciones de cambio de Q10 de t2min diarias en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100). En ordenadas valores de diferencias de t2min en °C.

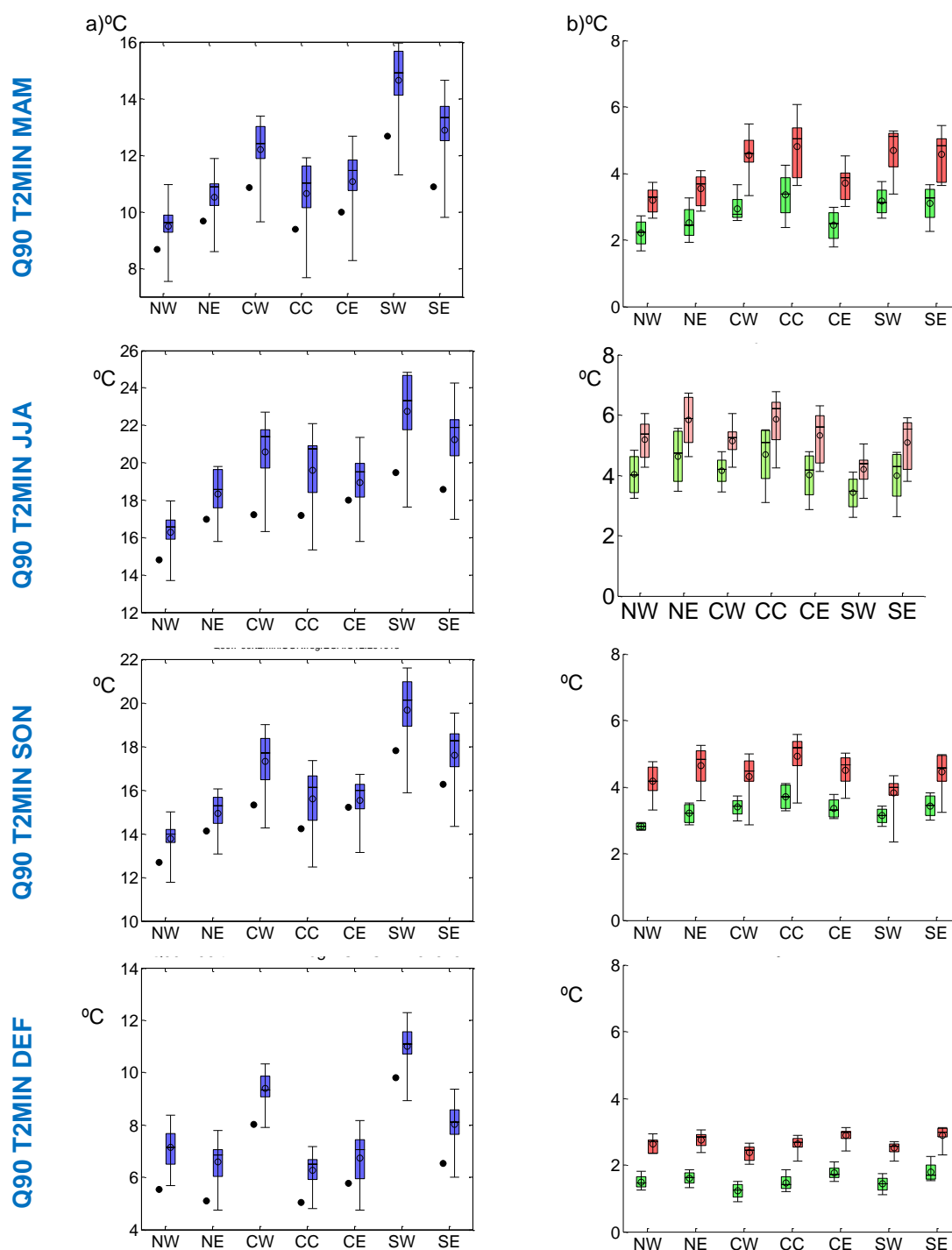


Figura 5.9 En abscisas las siete regiones de la PI

(a) Diagrama de barras del Q90 de t2min diarias en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores simulados de CONTROL de clima pasado reciente (1961-1990). En ordenadas valores de t2min en °C. (b) Diagrama de barras de proyecciones de cambio de Q90 de t2min diarias en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100). En ordenadas valores de diferencias de t2min en °C.

5.2.3 Valores de retorno de t_{2min}

Con las mismas cautelas que se mencionaron en el subapartado 5.1.3 respecto a los valores de retorno de las t_{2max} , a continuación se presentan los resultados correspondientes a los valores de retorno a 50 años (VR50) de la t_{2min} .

En la figura 5.10a se presentan los resultados regionalizados del VR50 de las t_{2min} diarias ofrecidos por el conjunto de RCM en las simulaciones de clima pasado reciente junto a los valores que ofrece ECA. En ella se observa que, por lo general, las diferencias entre las medias de VR50 de ECA y de los RCM (segmento horizontal en la barra azul) se mantienen en general menores a 2°C, y los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM. No obstante la dispersión entre los valores de VR50 de la mayoría de RCM (longitud de la barra azul) es algo mayor en otoño (SON) que en las demás estaciones, para lo que no se puede ofrecer una explicación plausible, aparte de la ya citada acerca de la influencia de la diversidad de parametrizaciones físicas en los RCM que más influyan en esta variable en dicha estación.

Por lo que se refiere a los resultados del cambio proyectado en los VR50 (fig. 5.10b) se aprecia que el escalamiento de los cambios proyectados con el calentamiento global es menos apreciable que en el caso de los Q10 de las t_{2min} , aunque en otoño (SON) es en general algo mayor. En consecuencia, se concluye con que la señal del calentamiento global en los estadísticos más extremos de las t_{2min} (VR50) en cualquiera de las regiones peninsulares no será muy discernible de la variabilidad natural, al menos en las próximas décadas.

Se ha realizado el estudio por regiones desde otro punto de vista y también existe esta diferencia como se muestra en el Anexo 5.(Figuras y tablas A5.23 a A.523)

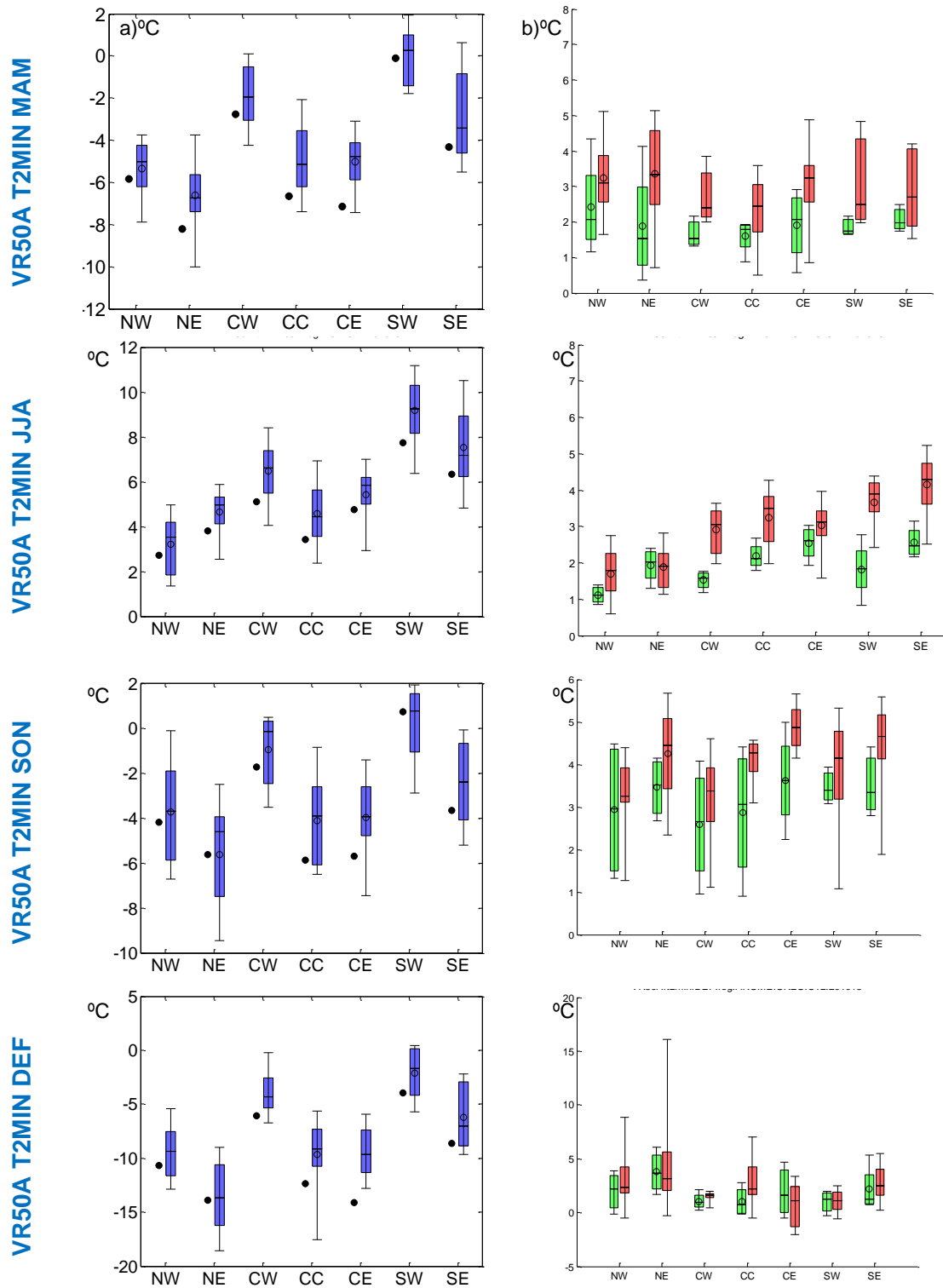


Figura 5.10 Igual que la figura 5.7, pero para los valores de los periodos de retorno a 50 años de las t_{2min} diarias

MEDIA DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera ECA y CONTROL tienen valores desde 4°C en el NE hasta 9°C en el suroeste, pero siempre van acompañados los de CONTROL a los valores de ECA dentro de su intervalo. Los valores en el escenario A2 demuestran que hay más variación entre los modelos ya que las barras son más alargadas, implica mayor discrepancia entre modelos. El modelo suizo ETH es el que señala temperaturas más bajas en todas las regiones en CONTROL y en A2.</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones Las temperaturas mínimas en verano son muy altas en los escenarios de cambio climático, en comparación con ECA y CONTROL, diferencias de 5°C en el norte, de 7°C en las zonas centrales y hasta 9°C en el sur. Que la temperatura mínima media sea muy alta es preocupante ya que la sensación de ‘bienestar/refrescamiento nocturno’ para animales y vegetales, no se produce y no se pueden recuperar del calor del día. La evaporación mayor repercute en el ciclo del agua, etc, etc, etc</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones También en otoño es el modelo suizo ETH el que indica temperaturas menores. ECA y CONTROL van ‘emparejadas’ y los escenarios entre sí también.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno se vuelven a unir en forma de peldaños de escalera ECA-CONTROL-B2-A2. Valores mínimos en el norte de ECA menos de 1°C y máximos en A2 de 10°C en la región suroeste</p>

PERCENTILES DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera se pasa de temperaturas bajo cero en los percentiles Q5 y Q10 a los 20°C en el percentil Q90. La primavera marzo, abril y mayo, tiene oscilaciones grandes en la temperatura y el cálculo de los percentiles lo hace evidente, ya que detectan las frías mañanas de marzo frente a las cálidas de mayo.</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano las temperaturas mínimas continúan siendo altas en las regiones del norte, pero incluso en las regiones del sur en el percentil Q5 ECA y CONTROL oscilan entre 8°C y 14°C, que teniendo en cuenta el verano peninsular son valores del veraneo norteño. El escenario A2 en el suroeste el 100% de los modelos oscilan de los 12°C hasta los 20°C pero el 70% de ellos de 16°C a 20°C. Sin embargo, el percentil Q90 de las temperaturas mínimas más altas llegan hasta los 30°C en el suroeste pero en todas las demás regiones están en un intervalo entre los 18°C, en NW, y superiores a 20°C hasta 29°C en CW. NOCHES TROPICALES</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño los valores de ECA y CONTROL están separados en gaps de 2°C de los escenarios de cambio climático, pero eso quiere decir que el valor mínimo de CONTROL y el valor mínimo del correspondiente de A2 entre 4 y 5°C, en todas las regiones. El percentil Q5 oscila entre -1°C en NE y 12°C en SW. El percentil Q10 muy similares pero todas las temperaturas un poquito más altas. En el percentil Q90 de temperaturas mínimas más altas llegan hasta las 26°C. Septiembre en Andalucía muy caluroso.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones Por último, el estudio de percentiles en invierno el valor mínimo de temperaturas se presenta en el noreste, probablemente en Pirineos. Todas las regiones tienen temperaturas bajo cero, en el percentil Q5, en las regiones del sur, es más fresca la región SE ya que tiene Sierra Nevada frente a SW, en las regiones centrales las dos más orientales menor temperatura que la occidental, en el norte es en el NE la región de temperaturas mínimas, pero muy parecidas a las del NW. En el percentil Q90 aumento de 6°C respecto a Q10</p>

VALORES DE RETORNO DE TEMPERATURA MÍNIMA CTL-B2-A2	
<p style="text-align: center;">PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera, ha sido rechazado el modelo HC el escenario A2 en las regiones del sur. Los resultados correspondientes a los periodos de retorno de cinco y diez años son muy parecidos, en el norte peninsular las temperaturas vaticinadas por los modelo varían desde 6°C bajo cero hasta 1°C de A2, ECA en el NE llega a los -7°C. Cuando el periodo de retorno es de cincuenta años las temperaturas disminuyen dos grados más.</p>	<p style="text-align: center;">VERANO</p> <p>Regiones Es, en verano el modelo danés DMI el que es rechazado en las regiones del noreste y centro-centro con los valores clima pasado reciente de CONTROL. En periodos de retorno de cinco y diez años, van en parejas 'ECA y CONTROL' y 'B2 y A2' separadas 3°C el valor de la media de los modelos. Hay aumento de temperaturas mínimas en el escenario A2 en todas las regiones frente a CONTROL</p>
<p style="text-align: center;">OTOÑO</p> <p>Regiones En los valores de retorno de cinco años solo en CONTROL y ECA las temperaturas son inferiores a 0°C en otoño en todas las regiones. Tímidamente asoman las regiones del NE y CC cuando el periodo es de diez años y cuando es de cincuenta años ya lo marcan cuatro de las siete regiones. Las temperaturas mínimas más altas (después de haber elegido el valor mínimo de cada estación) rondan los 6-8°C en la región sur occidental.</p>	<p style="text-align: center;">INVIERNO</p> <p>Regiones Es interesante ver que en VR 50Y años en invierno todos los modelos y en todas las regiones están los valores comprendidos en una franja entre -15°C y 2°C, en 10 años y 5 años la franja está entre -10°C y 5°C. El modelo rechazado CTL: (SMHI,CW) La longitud de las barras en los valores de retorno de cincuenta años es más larga, que en las otras estaciones indicando que en esta estación no todos los modelos responden igual. En la región centro-este A2 [-12.2,-0.9] y en la NE CTL[-18,-9]°C</p>

5.3 Precipitación

5.3.1 Promedios estacionales (DEF, MAM, JJA, SON)

En la figura 5.11a se muestran las barras con los resultados de los promedios estacionales de las precipitaciones diarias simulados por el conjunto de RCM en cada una de las siete regiones, junto con los correspondientes a las observaciones de ECA (puntos negros).

En ella se observa que en la mayor parte de las regiones los valores medios observados se diferencian en menos de 1 mm/día con los promedios de los RCM (círculos en las barras) en la simulación de clima pasado reciente y están incluidos dentro de los intervalos del conjunto. La excepción más clara a este resultado se identifica en las regiones SW y SE en invierno (DEF), donde los valores de todos los modelos son inferiores al de ECA. De nuevo parece razonable atribuir este sesgo estacional generalizado al modelo global (HadAM3) donde se han anidado todos los RCM.

Otro resultado a destacar es la proximidad entre las medias y las medianas del conjunto de modelos y que los resultados de la mitad de los RCM (entre los percentiles 25 y 75) no suelen diferenciarse en más de 0.5 mm/día, lo que podría considerarse como una evaluación aceptable del conjunto de RCM simulando una variable climática cuya distribución espacio-temporal resulta tan compleja de reproducir por los modelos. No obstante, merece destacarse que la mayor dispersión entre los valores simulados por los RCM corresponde a la región NE durante el otoño (SON), justamente donde y cuando son frecuentes los sistemas convectivos a mesoescala responsables de copiosas precipitaciones, que son simulados con distinto grado de ajuste por las diversas parametrizaciones de la convección húmeda usadas en este conjunto de RCM, como se explicó en el Capítulo 3.

Por lo que se refiere a los resultados del cambio proyectado, que se presentan en tantos por uno en la figura 5.11b, se aprecia muy claramente que la dispersión de los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es relativamente moderada, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año, a pesar de la citada diversidad de parametrizaciones físicas l conjunto de modelos considerados. De hecho, la longitud de las barras coloreadas (entre P25 y P75) no suele exceder al equivalente a 0.1 en la escala de las ordenadas (es decir 10 puntos porcentuales).

Pero el aspecto más relevante son las diferencias entre los resultados proyectados en las diversas estaciones del año y regiones. En verano resultan disminuciones generalizadas en torno al 50% en todas las regiones peninsulares. Esto mismo se aprecia en primavera

(MAM) aunque las disminuciones (entre 5% y 20%) resultan más moderadas. Pero en otoño (SON e invierno (DEF) los resultados difieren también en el signo del cambio. En unas regiones se proyectan ligeros incrementos de precipitación (en CE de 5% a 10% en SON, o en NW 5-10% en DEF) y en otras resultan más notables disminuciones (en SE de -10% a -30% en SON y DEF).

Resulta también de interés observar el grado de escalamiento de los cambios regionales proyectados en la precipitación media con el calentamiento global. Aunque por lo general se proyectan cambios mayores en el escenario A2 que en el B2 en todas las estaciones, el escalamiento es muy diferente en verano al de las demás estaciones del año. Así, de nuevo se aprecia claramente que los cambios entre clima pasado reciente y el escenario B2 son mucho más intensos que entre el escenario B2 y el A2. Esta diferente sensibilidad del cambio medio en relación al calentamiento global ofrece un indicio de que las disminuciones proyectadas a lo largo de las próximas décadas para las precipitaciones medias se producirán a un ritmo más rápido en verano en todas las regiones, con ligeras diferencias entre ellas. Es decir, que la señal del calentamiento global en las precipitaciones medias en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en las demás estaciones del año, al menos en términos de porcentajes.

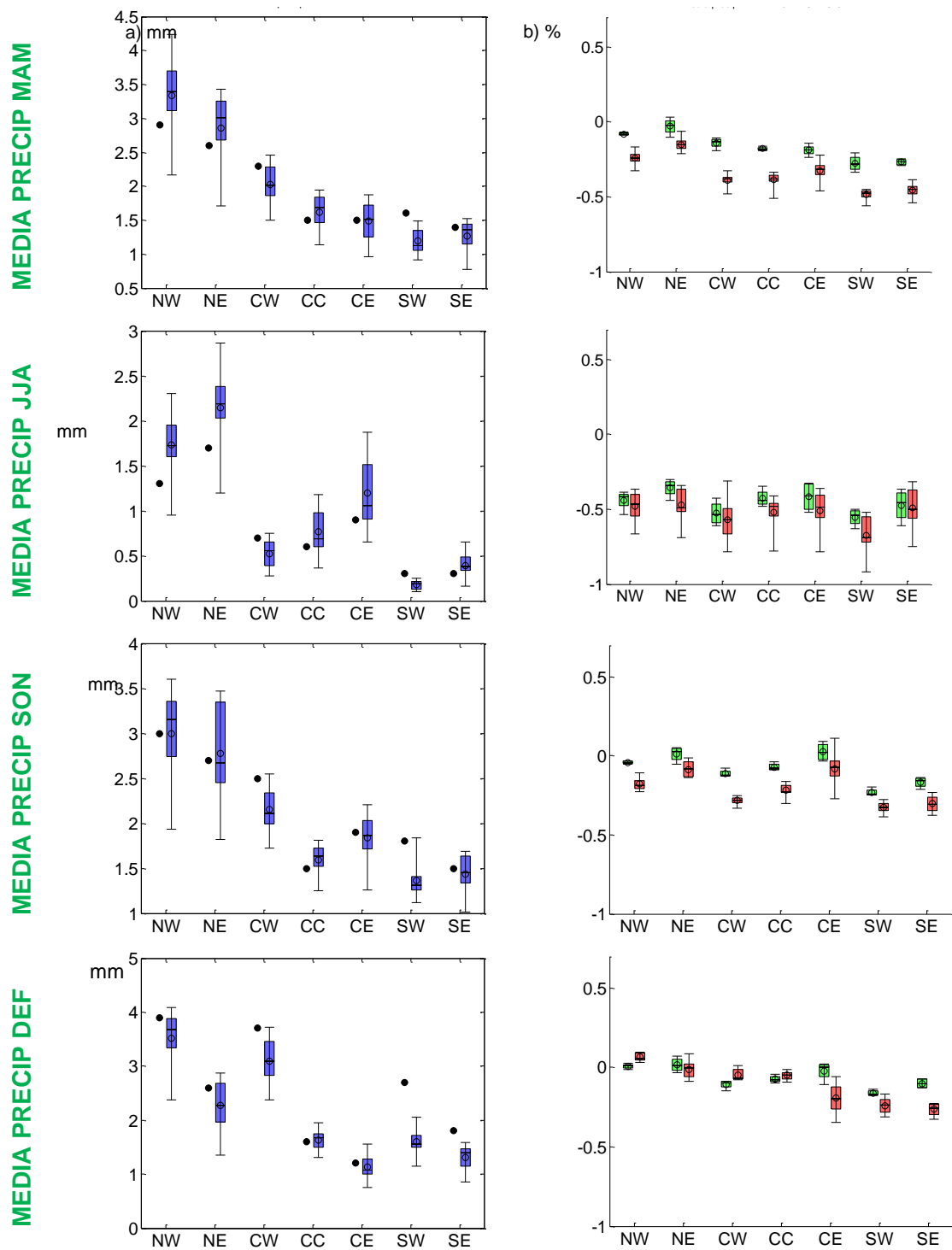


Figura 5.11 (a) Resultados de los promedios de precipitaciones diarias diarias (mm/día) en **las cuatro estaciones** (MAM, JJA, SON, DEF) de valores observados de ECA (punto negro) y valores medios simulados por el conjunto de RCM en las simulaciones de CONTROL (clima pasado reciente: 1961-1990) para cada una de las siete regiones consideradas (indicadas en eje de abscisas). (b) Resultados del cambio proyectado en los promedios de precipitaciones diarias (%/100) en **las cuatro estaciones**, de cuatro RCM en el escenario B2 (B2-CTL, en verde) y de los nueve RCM en el escenario A2 (A2-CTL, en rojo) en clima futuro (2071-2100), para cada una de las siete regiones (indicadas en eje de abscisas).

5.3.2 Intensidad y frecuencia relativa de precipitación en días lluviosos

Como se señaló en capítulos anteriores, la intensidad de lluvia se calcula haciendo el promedio de precipitación en los días lluviosos ($\text{prec} > 1 \text{ mm/día}$) en cada celdilla, y los valores regionales promediando esos valores en las celdillas que cada región contiene en cada uno de los RCM y ECA. Respecto a la frecuencia, se deduce dividiendo el número de días lluviosos entre el total de días de cada estación para cada celdilla, y los valores regionales promediando esos valores porcentuales en las celdillas que contiene cada región en los RCM y ECA.

En la figura 5.12a se muestran los resultados regionales de la intensidad de precipitación en las cuatro estaciones simulada por el conjunto de RCM frente a los que se derivan de los datos analizados por ECA. En ella se evidencia que en general los promedios simulados (segmento horizontal en barras azules) por los RCM se asemejan a los de ECA con diferencias entre ellos menores a 1 mm/día, aunque con la excepción del otoño e invierno en las regiones CE, SW y SE donde los RCM minusvaloran los datos de ECA, lo que cabe atribuir al modelo global por las razones señaladas anteriormente. No obstante, la dispersión entre la mayoría de RCM (longitud de barras azules) se mantienen en valores moderados (menores a 1.5 mm/día), pues no hay que olvidar que en esta variable solo se tienen en cuenta las cantidades diarias que superen 1 mm/día. Asimismo, la estacionalidad de la intensidad de lluvias resulta aceptablemente simulada en todas las regiones.

En la figura 5.13a se presentan los resultados de la frecuencia de precipitación, donde se aprecian las mayores diferencias entre los RCM y ECA. Los sesgos tienden a ser negativos (menor frecuencia en RCM que en ECA) en las regiones NW, NE, CW y CC en primavera (MAM) e invierno (DEF) y positivos (mayor frecuencia en RCM que en ECA) en las otras tres regiones en verano (JJA) y otoño (SON). De nuevo, esta coincidencia en el comportamiento de los RCM en las diversas regiones y estaciones cabría atribuirla, al menos en buena parte, a la influencia del modelo global (HadAM3) donde se anidaron todos ellos. No obstante, la poco marcada estacionalidad de esta variable está reproducida por los RCM.

Por lo que se refiere a los resultados del cambio proyectado en la intensidad de precipitación de días lluviosos, que se presentan en tantos por uno en la figura 5.12b, se aprecia que, por lo general, la dispersión de los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es relativamente moderada, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año, aunque se aprecian algunas excepciones en contadas regiones y estaciones. De hecho, la longitud de las barras coloreadas (entre P25 y P75) no suele exceder al equivalente a 0.1 en la escala de las ordenadas (es decir 10 puntos porcentuales).

Quizá lo más relevante de los cambios proyectados en las intensidades de precipitaciones diarias es que apenas se aprecia un escalamiento claro con el calentamiento global. Es decir que los cambios en B2 y en A2 no se diferencian con claridad (con excepción de algunas regiones en DEF). Incluso en algunas regiones y estaciones se proyectan ligeros aumentos en el escenario B2 y moderados disminuciones en el A2. Esta escasa sensibilidad, y a veces con disparidad de signo, del cambio en la intensidad de las precipitaciones en relación al calentamiento global, parece indicar que no es una variable adecuada para la atribución al cambio climático antropogénico de cualquier anomalía que se observe en sus valores futuros. Y algo similar cabe deducir de los cambios proyectados en la frecuencia de las precipitaciones que se presentan en la figura 5.13b.

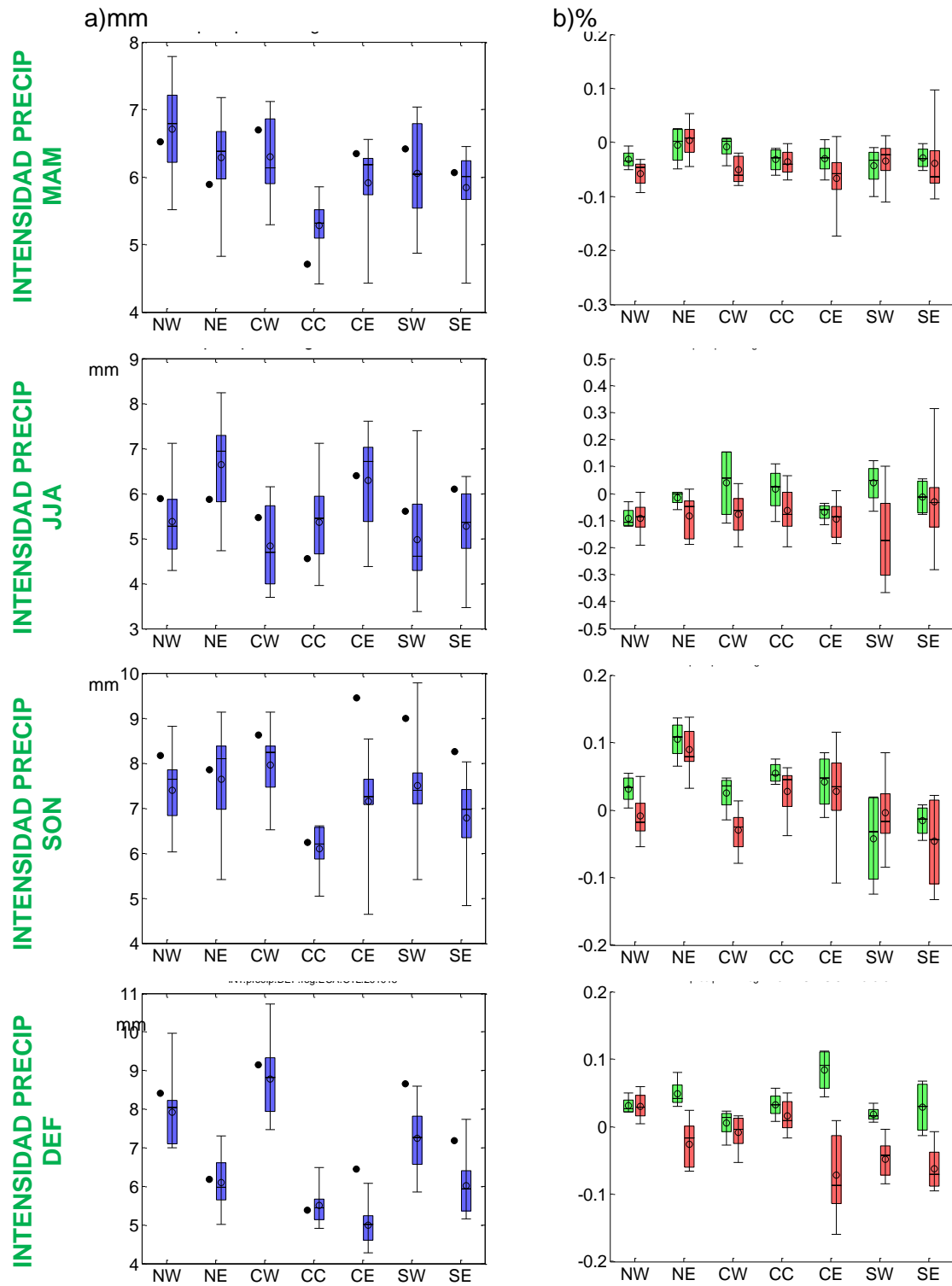


Figura 5.12 Igual que la figura 5.11, pero para los valores de la intensidad de las precipitaciones diarias en “días lluviosos” .

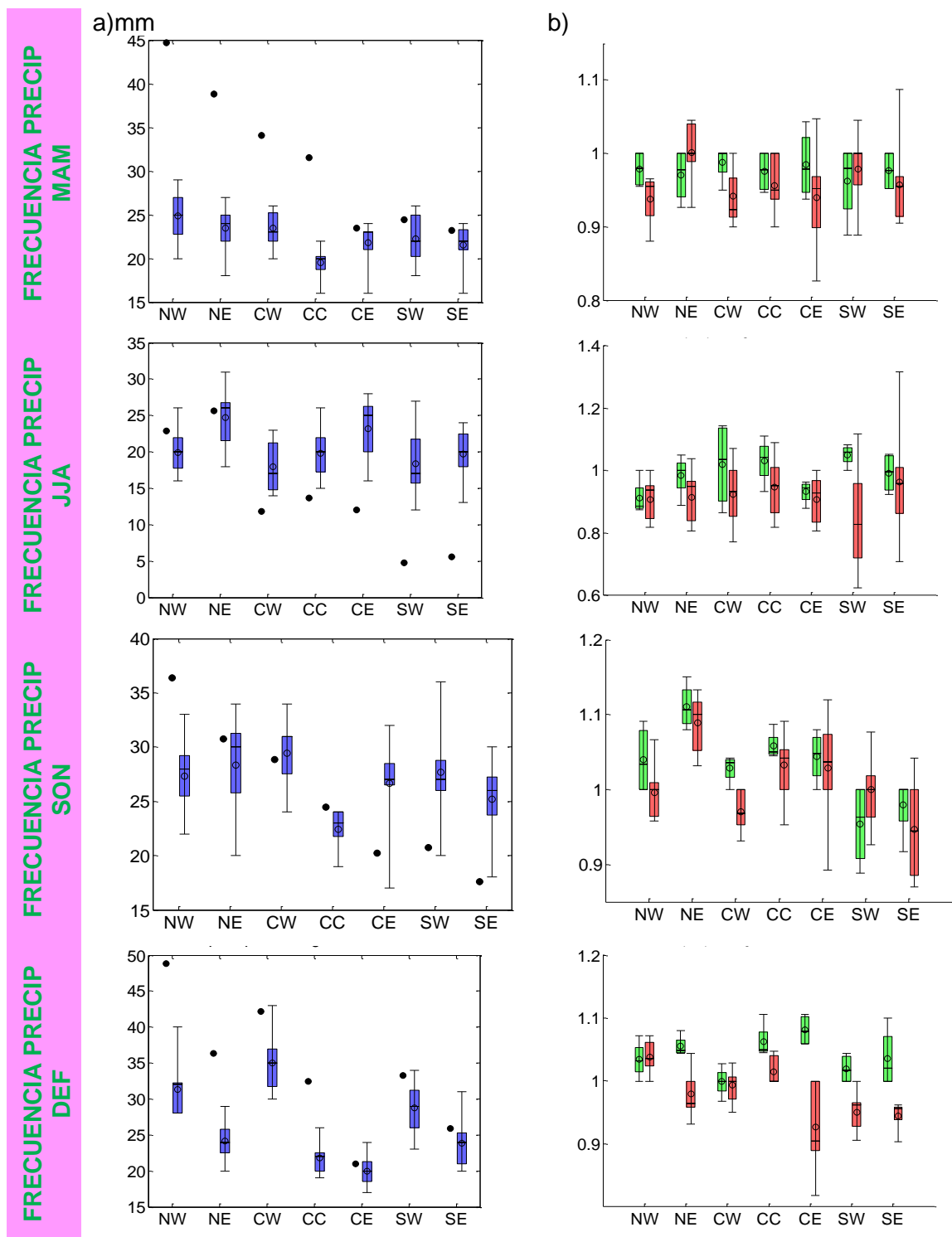


Figura 5.13 Igual que la figura 5.11, pero para los valores de la frecuencia (en % respecto al total estacional) de las precipitaciones diarias en “días lluviosos”. En este caso, las ordenadas de los diagramas del cambio futuro se expresan mediante el correspondiente factor multiplicativo respecto a la frecuencia simulada en clima pasado reciente (CTL).

5.3.3 Percentiles de precipitación en días lluviosos

Los valores del percentil Q90 de las precipitaciones diarias correspondientes a los “días lluviosos” (prec. > 1 mm/día) asignados a cada región corresponden a los promedios de dicho percentil en todas las celdillas que incluye en las mallas de ECA y de los RCM.

En la figura 5.14a se muestran los resultados regionalizados del Q90 derivados del conjunto de simulaciones de clima pasado reciente con los RCM y los valores que ofrece ECA. En ella se observa que las diferencias entre los valores de ECA y las medias de los RCM varían según las estaciones y regiones. En la región NW es donde tales diferencias son menores en las cuatro estaciones del año (< 2 mm/día), mientras que la máxima diferencia corresponde a la región CE en otoño (SON) (>9 mm/día). Pero la notable dispersión de los Q90 simulados por los RCM en ciertas regiones y estaciones hace que casi todos los valores de ECA estén incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM (segmento vertical acotado). Las mayores discrepancias entre los RCM se aprecian en verano (JJA), pero hay que advertir que una parte de ello habría que atribuirlo a que en ciertas regiones hay celdillas en que apenas se simulan “días lluviosos” en esta estación, lo que desvirtúa la validez estadística de los valores del Q90. Precisamente la mayor abundancia de “días lluviosos” en invierno (DEF) está detrás del hecho de que en dicha estación se observe la menor dispersión de valores de Q90 entre los RCM, y también las menores diferencias entre éstos y los Q90 de ECA.

Asimismo, como ya se mencionó en el Capítulo 3, se observa que por lo general en las regiones CE, SW y SE casi todos los RCM simulan menores percentiles Q90 a los observados en todas las estaciones del año, lo que de nuevo podría atribuirse en gran parte al modelo global donde se anidaron (HadAM3). También se puede apreciar que, a pesar de las mencionadas diferencias entre los Q90 de ECA y los simulados por los RCM, la evolución anual de la intensidad de estos eventos máximos de precipitación, es decir la más alta en otoño (SON) y la más baja en primavera (MAM), resulta bastante bien reproducida por la mayoría de modelos en todas las regiones.

Respecto a los resultados del cambio proyectado en los percentiles Q90 (fig. 5.14b) se aprecia claramente que en los dos escenarios considerados (B2 y A2) la dispersión entre los RCM es bastante menor que en clima pasado reciente, salvo en el verano (JJA). Y también en los dos escenarios apenas se identifican cambios de los valores medios de Q90 en primavera (MAM), otoño (SON) e invierno (DEF), excepto en la región CE en DEF. La excepción del verano se atribuye en buena parte a la mencionada escasez de estadística de “días lluviosos” que se simulan en la mayor parte de la Península.

Quizá lo más relevante de los cambios proyectados en los Q90 de precipitaciones diarias es que apenas se aprecia un escalamiento claro con el calentamiento global. Es decir que los cambios en B2 y en A2 no se diferencian con claridad (con excepción de la región CE en DEF y de varias regiones en JJA). Esta escasa sensibilidad del cambio del percentil Q90 de las precipitaciones en relación al calentamiento global, parece indicar que no es una variable

adecuada para la atribución al cambio climático antropogénico de cualquier anomalía que se observe en sus valores futuros.

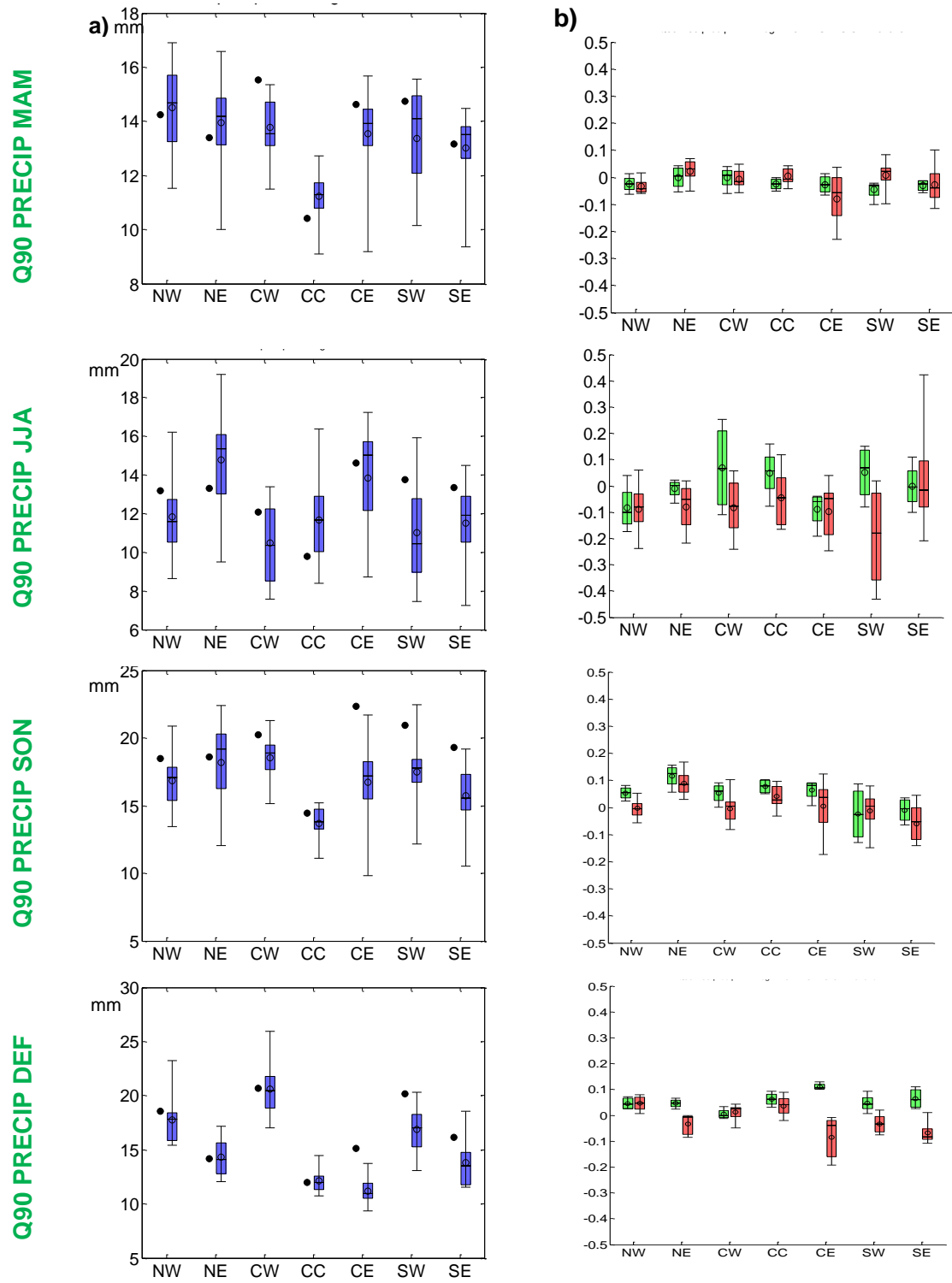


Figura 5.14 Igual que la figura 5.13, pero para los valores de los percentiles Q90 de las precipitaciones diarias en ‘días lluviosos’.

5.3.4 Valores de retorno de precipitación

A continuación se presentan los resultados obtenidos con los valores de los periodos de retorno a 50 años de las precipitaciones diarias en las diversas regiones y estaciones del año. En este caso se han calculado tomando tres valores extremos por cada estación del año con el propósito de que los resultados fueran más “suavizados”.

En la figura 5.15a se presenta la comparación entre los resultados regionales de las simulaciones de clima pasado reciente los RCM frente a los deducidos de ECA. En ella se comprueba que en todos los casos los valores de ECA se sitúan en los intervalos de valores simulados por el conjunto de RCM, e incluso dentro del intervalo correspondiente a la mayoría de RCM (Barras azules) en casi todas las regiones y estaciones del año. A pesar de que las diferencias entre los valores medios de los RCM y ECA llega en ocasiones a valores superiores a 10 mm/día, hay que tener en cuenta que se trata de precipitaciones con intensidad extrema, por lo que estos resultados se pueden considerar razonablemente ajustados.

Por lo que se refiere a los resultados del cambio proyectado en los VR50 en ambos escenarios que se presentan en la figura 5.15b, parece percibirse ligeros aumentos en otoño e invierno en ciertas regiones, aunque el escalamiento con el calentamiento global es confuso, pues los cambios son de mayor magnitud en el escenario B2 que en el A2, lo que indica que solo cabe achacarlo a que los cuatro RCM que simularon B2 ofrecen una respuesta diferente a los demás. Además, en la mayoría de RCM ha resultado imposible deducir valores de VR50 pues en ciertas regiones no se simularon más de tres días con precipitación en varios años del periodo futuro. Por estas causas, tan solo se puede decir que no se puede extraer conclusión alguna sobre los cambios en dicha estación del año en la mayor parte de la Península, como ya se señaló en el Capítulo 4.

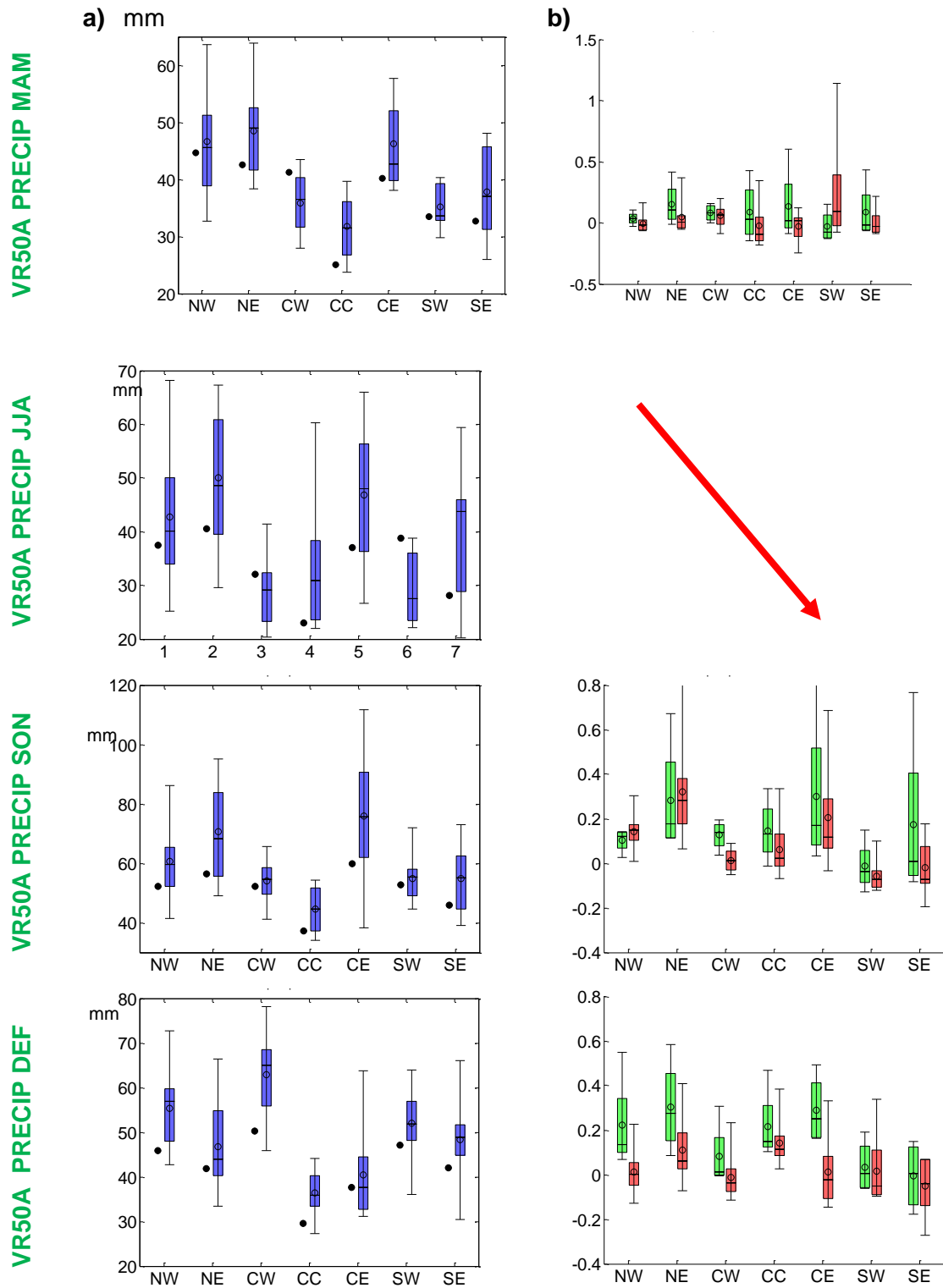


Figura 5.15 Igual que la figura 5.11, pero para los valores de los periodos de retorno a 50 años (VR50) de las precipitaciones diarias. Las flechas rojas indican que no hay datos.

MEDIA DE PRECIPITACIÓN CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones La media de la precipitación en primavera por regiones sigue una exponencial decreciente desde NW hasta SE, en cada una de las regiones los valores de los modelos están agrupados también como una función decreciente ECA + CONTROL, B2 + A2.</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano, en las regiones centro-oeste sureste y suroeste las precipitaciones son mínimas en los escenarios A2 y B2. CONTROL de todos los modelos y regiones el 50% cae dentro de la desviación estándar de ECA. En las dos regiones del norte la precipitación es mayor que en el resto de la península.</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño, distribución muy parecida a primavera en general. ECA y CONTROL muy acordes en todas las regiones excepto en SW pero, aun así, está dentro de las barras. CW y CE muy parecida la distribución en CONTROL pero A2 vaticina más precipitación en más del 50% de los modelos. La zona mediterránea, castellanense, en otoño aumenta su precipitación. El conjunto de las siete regiones representan una exponencial decreciente, únicamente CE se sale un poco de esta.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno, la diferencia entre los SRES y CTL es muy pequeña. En que la región CW la cantidad de precipitación es similar a la de NE. En el Sistema Central más precipitación que en Pirineos.</p>

INTENSIDAD Y FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera la intensidad de precipitación hay que relacionarla con la frecuencia de días lluviosos ya que no hay tanta diferencia entre regiones como en la media, que decrecía casi exponencialmente en las regiones del sur, pero sin embargo la frecuencia sí que decrece, en el norte la frecuencia es mucho mayor (columna central), en las regiones centrales están todas entre el veinte y el 40 % y las del sur menor frecuencia.</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano la intensidad de precipitación es de 2mm menor que en primavera, pero como solo se han seleccionado los valores de precipitación superior a 1mm no aparecen tan bajos como en la media ya que allí había valores de 'cero precipitación'. La frecuencia relativa de los días lluviosos, sin embargo es peculiar ya que, además de las regiones del norte aparece la región centro-este equivalente al noroeste. En centro este, el Maestrazgo y la costa castellanense ha mostrado también en el estudio de la PI con más precipitación que la esperada, en los escenarios A2 y B2 también se detecta</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño la intensidad de precipitación, sorprendentemente, es máxima en la región suroeste pero la frecuencia en esa zona es muy pequeña, siendo las frecuencias en el norte y en el centro este las que presentan frecuencias mayores</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno la distribución por regiones de la intensidad se parece mucho a la otoñal, pero las frecuencias descienden exponencialmente del norte al sur, pasando por el centro.</p>

PERCENTILES DE PRECIPITACIÓN DÍAS LLUVIOSOS CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera, en el percentil Q90 de precipitación, las siete regiones tienen un comportamiento muy parecido oscilando entre los valores extremos mínimo de CONTROL en la región centro-este y máximo de ECA en centro-oeste (Valor máx ECA 13.9mm CW ,Valor mín CTL 5.7mm CE) En el percentil Q95 sorprende que en el escenario A2 es donde se presenta el valor máximo en el sur-oeste y el mínimo en CONTROL el NE (Valor máx A2 18.6 mm SW, Valor mín CTL 8.9mm NE)</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano la precipitación es escasa pero la franja de oscilación de valores Valor máx CTL 13.5mm SW, Valor mín CTL 3.9mm CW en el percentil Q90 y en el de Q95 Valor máx A2 15.7mm SW, Valor mín CTL A2 3.9mm SW los presentará en la región suroeste.</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones En otoño los datos indican que la mayor intensidad de precipitación en otoño en los percentiles 90 y 95 es en la región central, centro oeste, aunque es en el suroeste en A2 donde presenta el valor máximo y en centro-este el valor mínimo de uno de los modelos.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones También en invierno, las regiones que presentan mayor percentil de precipitación NW, CW y SW La corriente del chorro además de suavizar las temperaturas respecto a Nueva York, estando en la misma latitud que Lisboa y el centro de la Península, trae lluvias. En invierno, la región CE es la zona con menos precipitación tanto en percentil Q90 como Q95, mientras que en otoño sí presentaba en todos los modelos y escenarios.</p>

VALORES DE RETORNO DE PRECIPITACIÓN CTL-B2-A2	
<p>PRIMAVERA</p> <p>Regiones En primavera la región del centro-centro presenta las menores precipitaciones en los tres periodos de estudio de valores de retorno de cinco, diez y cincuenta años. Las otras regiones van variando: cinco años de valor de retorno, las regiones del norte son las más lluviosas, a los diez años las regiones de centro-este y sureste muestran precipitación equivalente a las del norte y concretamente en valor de retorno de 50 años la región centro-este es la que presenta precipitaciones más abundantes. En la región centro-este sobre todo sobre el Maestrazgo, Castellón, Valencia, Baleares se vaticina que en cincuenta años habrá como media alguna vez precipitaciones superiores a 100 mm.</p>	<p>VERANO</p> <p>Regiones En verano no ha sido posible hacer el estudio por regiones ya que en la elección de un día valor máximo de precipitación había lugares en los que no había precipitación y no pasaban el test de Kolmogorov-Smirnov</p>
<p>OTOÑO</p> <p>Regiones Los valores de retorno de un valor extremo en precipitación en otoño se 'extremalizan' en los cincuenta años en el este, en el centro este: Baleares, Castellón, tormentas mediterráneas... En cinco y diez años de periodos de retorno en el norte la precipitación es algo mayor y en el centro-centro menor.</p>	<p>INVIERNO</p> <p>Regiones En invierno la región centro occidental es la que muestra valor mayor de precipitación en valor de retorno de cincuenta años.</p>

5.4 Coeficientes de correlación en regiones por estaciones

Se han calculado los coeficientes de correlación entre los modelos en cada una de las siete regiones de la Península Ibérica ya que la malla es común.

El coeficiente de correlación entre modelos se ha hecho por estaciones y, en cada estación, las variables estudiadas t_{2max} , t_{2min} y precipitación, indicando la correlación con la media, percentiles, valores de retorno y en el caso de precipitación además intensidad y frecuencia de días lluviosos. El cálculo de los coeficientes se ha realizado comparando con los valores hallados en cada región según el estudio de regiones del Anexo5.

En cada estación en primer lugar se han resumido los valores de los coeficientes de correlación indicando cuál ha sido el modelo de correlación más baja y, si hay varios se ha estudiado cada caso.

Para ello se han hallado las tablas donde aparecen dichas correlaciones. Como el número de tablas es muy grande y en la mayoría el coeficiente de correlación entre los modelos en las regiones es **muy bueno**, solo se pondrán en las que hay discrepancias y todas, ordenadas por variables temperatura máxima, mínima y precipitación, se podrán consultar en el Anexo 5.

5.4.1 Evaluación resultados clima pasado reciente 1961-1990: ECA vs CONTROL

A continuación se hará una descripción cuantitativa de la correlación entre los modelos en CONTROL y ECA clasificado por estaciones primero temperatura máxima, después temperatura mínima y por último precipitación.

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima pasado reciente: PRIMAVERA

En el Cuadro 5.1 se incluye un resumen de los coeficientes de correlación en primavera

T2MAX MAM <u>MEDIA T2MAX: CORREL</u> ⁸ >=97% Distribuciones muy parecidas en los diez modelos <u>Q95 T2MAX: CORREL</u> >=92% la menor corr ICTPvsGKSS ctl <u>Q90 T2MAX: CORREL</u> >= 93% la menor corr ICTPvsGKSS ctl <u>Q10 T2MAX: CORREL</u> >=94% <u>VR10Y T2MAX: CORREL</u> >= 88% la menor corr ECAvsICTP CTL ECA con el resto>=90% <u>VR50Y T2MAX:CORREL</u> >=75% la menor corr ECA vs MPI ECAvsICTP ETH CTL 83%	T2MIN MAM <u>MEDIA T2MIN:CORREL</u> >=95% <u>Q5 T2MIN: CORREL</u> >=90% <u>Q10 T2MIN:CORREL</u> >=93% ECA con el resto>=96% SMHI vs ECA 100% ECA con el resto>=97% SMHI vs ECA 100% <u>Q 90T2MIN: CORREL</u> >=87% <u>VR10Y T2MIN:CORREL</u> >=89% la menor corr KNMIvsETH ECAvsETH =94% <u>VR50Y T2MIN: CORREL</u> >=81% la menor corr ICTP vs KNMI ECAvsETH Y SMHI=92%	PRECIP MAM <u>MEDIA PRECIP: CORREL</u> >=92% <u>INT PRECIP: CORREL</u> >= ETHvsHC 7% UCMvsHC 10% UCM vsDMI34% UCM MALA correlación <u>FR PRECIP: CORREL</u> >=97% <u>Q 90 PRECIP: CORREL</u> >= ETHvsHC 0% MALA correlación ETH ECAvsHC 26% <u>Q95 PRECIP: CORREL</u> >= HC mala correlación UCM mala ECAvs HC 25% <u>VR10Y PRECIP: CORREL</u> >= UCMvsMPI -0.03%!!!!!! peor correlación MPI y KNMI ECAvsMPI 42% <u>VR50Y PRECIP: CORREL</u> >= Peor corr MPI con KNMI UCM SMHI negativo 0.03%
Cuadro 5.1 Coeficientes de correlación entre modelos en CONTROL y ECA en clima pasado reciente en primavera AZUL <=0 ROJO <=20% 20<MAGENTA<=40 40<AMARILLO <=60%		

Los coeficientes de correlación entre ECA y los modelos en CONTROL así como la correlación entre los modelos entre sí en t2max, t2min en **primavera** son **muy buenos** (se pueden consultar en el Anexo 5).

La correlación de la **precipitación en primavera**, donde se estudia intensidad y frecuencia, empieza a ser peor, ya que en la Península Ibérica la precipitación en esta estación varía mucho de unas regiones a otras. La peor correlación entre los modelos se obtiene en cuantiles y valores de retorno.

ETH y HC son dos modelos con muy mala correlación en intensidad de precipitación en primavera, pero UCM también mala correlación con HC. En esta estación UCM tiene mala correlación con todos los modelos excepto con ETH.

Vuelven a tener mala correlación ETH y HC en los cuantiles Q90 y Q95. HC la tienen mala con casi todos los modelos en los cuantiles.

KNMI, MPI, SMHI, UCM mala correlación en valores de retorno de 50 años.

⁸ CORREL: coeficiente de correlación por regiones

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima pasado reciente:

VERANO

<p>T2MAX JJA</p> <p><u>MEDIA T2MAX:</u> CORREL $\geq 90\%$ salvo GKSS vs HC en A2 85%</p> <p><u>Q95 T2MAX:</u> CORREL $\geq 90\%$ menos GKSS en A2 que 0.57 con HC [0.57,0.94]</p> <p><u>Q90 T2MAX:</u> CORREL $\geq 90\%$ menos GKSS con ECA 88% y en A2 que 0.61 con HC [0.61,0.94]</p> <p><u>Q10 T2MAX:</u> CORREL $\geq 97\%$</p> <p><u>VR10Y T2MAX:</u> CORREL $\geq 79\%$ la menor corr GKSS vs HC y ICTP</p> <p>ECAvsGKSS 82% KNMI</p> <p>UCM NaN</p> <p><u>VR50Y T2MAX:</u> CORREL $\geq 71\%$ la menor corr GKSS vs HC y ICTP</p> <p>ECAvsGKSS 82%</p> <p>KNMI UCM NaN</p>	<p>T2MIN JJA</p> <p><u>MEDIA T2MIN:</u> CORREL $\geq 89\%$ salvo GKSS a2 con ETH y HC 73%</p> <p><u>Q5 T2MIN:</u> CORREL $\geq 94\%$ ECA con el resto $\geq 96\%$ SMHI vs ECA 100%</p> <p><u>Q10 T2MIN:</u> CORREL $\geq 87\%$</p> <p><u>Q90 T2MIN:</u> CORREL $\geq 89\%$</p> <p>ECA con el resto $\geq 93\%$ SMHI vs ECA 100%</p> <p><u>VR10Y T2MIN:</u> CORREL $\geq 87\%$ la menor corr HC vs SMHI</p> <p>ECAvsETH 91% DMI NaN</p> <p><u>VR50Y T2MIN:</u> CORREL $\geq 83\%$ HC vs SMHI</p> <p>ECAvsETH 90%</p> <p>DMI NaN</p>	<p>PRECIP JJA</p> <p><u>MEDIA PRECIP:</u> CORREL $\geq 94\%$</p> <p><u>INT PRECIP:</u> CORREL \geq MUY MALA CORRELACIÓN ETH ETH</p> <p>0.35 0.00 1.00 0.49 0.01 0.08 -0.16 -</p> <p>0.08 0.03 0.11</p> <p>ECAvsUCM 14%</p> <p><u>FR PRECIP:</u> CORREL \geq en frecuencias buena correlación pero como en intensidad mala!!!!</p> <p><u>Q90 PRECIP:</u> CORREL \geq ETH muy mala correlación con todos los modelos GKSS vs SMHI 6%</p> <p>ECAvsETH 10% resto alrededor del 40%</p> <p><u>Q95 PRECIP:</u> CORREL \geq ETH muy mala correlación con todos</p> <p>0.47 -0.31 1.00 0.37 0.03 -0.10 0.13 -0.17</p> <p>0.09 0.26</p> <p>MUY MALA correlación ECA con DMI(7%) GKSS(5%) ICTP(15%) UCM(20%)</p> <p><u>VR10Y PRECIP:</u> CORREL \geq Buena correlación en gral $\geq 62\%$</p> <p>ECA vs SMHI 51% ETH NaN</p> <p><u>VR50Y PRECIP:</u> CORREL \geq SMHI malísima correlación con todos</p> <p>ECAvsSMHI 40% ECAvsUCM 4% ETH NaN</p>
---	---	---

Cuadro 5.2 Coeficientes de correlación entre modelos en CONTROL y ECA en clima pasado reciente en **verano**

AZUL ≤ 0 **ROJO** $\leq 20\%$ **MAGENTA** $\leq 40\%$ **AMARILLO** $\leq 60\%$

En **verano** la correlación de las temperaturas máximas es **muy buena** salvo para los valores de retorno en los que los modelos UCM y KNMI han sido rechazados **CTL: Modelos mal: (KNMI, NW) (UCM, CE)**

En t2min en **verano** es el modelo DMI el que ha rechazado celdillas en el estudio de valores extremos GEV, pero en el resto de los modelos y estudios realizados el coeficiente de correlación es alto entre los modelos.

La correlación de intensidad de día lluviosos del modelo ETH con seis de los modelos es nula y con los dos que quedan UCM el 0.11 y ECA 0.35. Los cuantiles y los valores de retorno también muestran una mala correlación entre modelos en CONTROL, entre sí y con ECA, pero la precipitación en verano en la Península tiene zonas donde no llega a 1mm diario (días lluviosos)

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima pasado reciente:OTOÑO

T2MAX SON MEDIA T2MAX : CORREL >=98% Q95 T2MAX: CORREL >=91% Q90 T2MAX: CORREL >=90% Q10 T2MAX: CORREL >=98% VR10Y T2MAX: CORREL >=89% la menor corr MPI vsGKSS ECA con los modelos >=93% SMHI NaN VR50Y T2MAX: CORREL >=84% ECA vs ICTP 84% SMHI NaN	T2MIN SON MEDIA T2MIN: CORREL >=92% Q5 T2MIN: CORREL >=90% ECA con el resto >=92% Q10 T2MIN: CORREL >=93% ECA con el resto >=96% Q90 T2MIN CORREL >=85% VR10Y T2MIN: CORREL >=88% la menor corr KNMI vs ICTP ECA con los modelos >=94% SMHI NaN VR50Y T2MIN: CORREL >=83% la menor corr ETH vs HC ECA vs HC y MPI 88% SMHI NaN	PRECIP SON MEDIA PRECIP: CORREL >=87% INT PRECIP: CORREL >=40% la menor corr UCM vs HC ECA vs HC 42% FR PRECIP: CORREL >=88% Q90 PRECIP: CORREL >=40% ECA vs DMI 24% con HC 34% Q95 PRECIP: CORREL >=43% ECA vs DMI 24% HC 33% VR10Y PRECIP: CORREL >= UCM vs DMI 8% DMI mala correlación con casi todos ECA vs DMI 58% VR50Y PRECIP: CORREL >= DMI SMHI UCM mala correlación con casi todos los modelos 0.01-0.15 0.47-0.02 0.53 0.50 0.27-0.38 0.14 1.00 ECA vs UCM 1%
--	---	--

Cuadro 5.3 Coeficientes de correlación entre modelos en CONTROL y ECA en clima pasado reciente en **otoño**

AZUL <=0 **ROJO <=20%** **20<MAGENTA <=40** **40<AMARILLO <=60%**

En **otoño**, la correlación es buena salvo para el modelo SMHI en los valores de retorno.

No hay correlación de SMHI con los demás modelos ya que los valores de retorno de 10 y 50 años han rechazado las celdillas del modelo sueco.

Los coeficientes de correlación de precipitación por regiones en otoño empiezan a empeorar al tomar valores extremos en cuantiles y valores de retorno. Por ejemplo UCM con ECA, DMI y GKSS prácticamente cero (negativo)

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima pasado reciente:INVIERNO

En temperatura máxima en invierno, ECA es rechazada en los valores de retorno de 10 y 50 años y, por lo tanto no se han podido calcular los coeficientes de correlación. En el resto hay buena correlación en todos los modelos.

Vuelve a ser el modelo SMHI el que presenta rechazo en las celdillas en t2min en invierno, el resto correlaciones muy buenas entre los modelos.

En **invierno** los modelos con la precipitación correlación muy buena, solo en percentil 90 falla un poco ECA vs DMI pero es casi del 60% y en los valores de retorno de cincuenta años ECA con SMHIdel **47%**.

T2MAX DEF <u>MEDIA T2MAX :</u> CORREL>=97% <u>Q95 T2MAX:</u> CORREL =95% <u>Q90 T2MAX:</u> CORREL >=95% <u>Q10 T2MAX:</u> CORREL >=97% <u>VR10Y T2MAX:</u> CORREL >=86% ICTP vs GKSS ECA NaN <u>VR50Y T2MAX:</u> CORREL >=73% ECA NaN	T2MIN DEF <u>MEDIA T2MIN:</u> CORREL >=95% <u>Q5 T2MIN:</u> CORREL >=90% ECA con los modelos >=93% <u>Q10 T2MIN:</u> CORREL >=93% ECA con los modelos >=95% <u>Q10 T2MIN</u> CORREL >=94% <u>VR10Y T2MIN:</u> CORREL >= 93% ECA con los modelos >=95% SMHI NaN <u>VR50Y T2MIN:</u> CORREL >=86% ETHvsHC ECA con los modelos >=91% SMHI NaN	PRECIP DEF <u>MEDIA PRECIP:</u> CORREL >=87% <u>INT PRECIP</u> CORREL >=84% ECAvsDMI 85% <u>FR PRECIP:</u> CORREL >=87% <u>Q90 PRECIP:</u> CORREL >=61% ECAvsDMI 57% <u>Q95 PRECIP:</u> CORREL >=72% ECAvsDMI 67% <u>VR10Y PRECIP:</u> CORREL >=buena correlación de los modelos ECAvsSMHI 76% <u>VR50Y PRECIP:</u> CORREL >= buena correlación de los modelos ECAvsSMHI 47%
---	--	--

Cuadro 5.4 Coeficientes de correlación entre modelos en CONTROL y ECA en clima pasado reciente en **invierno**

AZUL <=0 **ROJO** <=20% 20<**MAGENTA** <=40 40<**AMARILLO** <=60%

5.4.2 Evaluación resultados en escenarios de clima futuro

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima futuro:
PRIMAVERA

Los modelos ICTP y UCM son rechazados en t2max en el valor de retorno de cincuenta años en el escenario A2. El resto de las correlaciones son muy buenas.

T2MAX MAM <u>MEDIA T2MAX:</u> CORREL: muy buena correlación <u>Q95 T2MAX:</u> CORREL :ok <u>Q90 T2MAX:</u> CORREL:ok <u>Q10 T2MAX:</u> CORREL :ok <u>VR10Y T2MAX:</u> CORREL >= ICTP A2 NaN UCM A2 NaN <u>VR50Y T2MAX:</u> CORREL ICTP A2 NaN UCM A2 NaN	T2MIN MAM <u>MEDIA T2MIN:</u> CORREL >=OK <u>Q5 T2MIN:</u> CORREL >=OK <u>Q10 T2MIN:</u> CORREL >=OK <u>Q90 T2MIN:</u> CORREL >=OK <u>VR10Y T2MIN:</u> CORREL >=OK B2 HC A2 MAM NaN <u>VR50Y T2MIN:</u> CORREL >= OK B2 HC A2 MAM NaN	PRECIP MAM <u>MEDIA PRECIP:</u> CORREL >=OK <u>INT PRECIP:</u> CORREL >= UCM B2 vs DMI 0.17 UCM B2 vs SMHI 0.18 ETH vs HC 0.01 mal comportamiento ETH con casi todos <u>FR PRECIP:</u> CORREL >= OK <u>Q90 PRECIP:</u> CORREL UCM B2 MAMvsDMI 29% ETHA2 vsHC 0.16 con DMI 0.28 mal en gral ETH <u>Q95 PRECIP:</u> CORREL >=UCM B2 0.040.470.12 1.00 <u>VR10Y PRECIP:</u> CORREL >= B2 DMIvsUCM 0.42 <u>VR50Y PRECIP:</u> CORREL >= B2 DMI 1.00 0.180.49 0.56 ICTP 0.18 1.00 0.530.25 A2 SMHI con los nueve modelos 0.40 0.13 0.33 0.55 0.49 0.78 0.84 1.00 0.31
---	---	--

Cuadro 5.5 Coeficientes de correlación entre modelos en clima futuro en **primavera**

AZUL <=0 ROJO <=20% 20< MAGENTA <=40 40< AMARILLO <=60%

En **primavera** la precipitación, dado el clima seco de la Península la correlación es menos acertada que en otras variables, sin embargo no hay celdillas rechazadas en ninguno de los modelos.

En intensidad de precipitación HC y ETH correlación nula, en el percentil 95 de B2 UCM y DMI también

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima futuro: VERANO

En verano, como era de esperar, la precipitación en la Península presenta muy mala correlación entre los modelos

T2MAX JJA		T2MIN JJA	PRECIP JJA
MEDIA	T2MAX:	MEDIA T2MIN:	MEDIA PRECIP: CORREL >=OK
CORREL:muy	buena	>=OK	INT PRECIP: CORREL >= SMHI B2 vs
correlación		Q5 T2MIN: CORREL >=OK	DMI 0.19
Q90 T2MAX: CORREL A2		Q10 T2MIN: CORREL >=OK	SMHI B2 vsICTP -0.19
GKSS >=0.61		Q90 T2MIN: CORREL >=OK	ETH A2 JJA -0.19 -0.09 -0.67 con seis
Q95 T2MAX: CORREL A2		VR10Y T2MIN: CORREL	modelos mal con todos
GKSS >=0.57		>=OK B2 OK A2	UCM A2 JJA <=40 CON TODOS mala
Q10 T2MAX: CORREL >=OK		VR50Y T2MIN: CORREL >=	correlación
VR10Y T2MAX: CORREL >=		OK B2 OK A2	FR PRECIP: CORREL >= OK
ICTP A2 NaN			Q90 PRECIP: CORREL >= ICTP B2 vs
VR50Y T2MAX: CORREL			SMHI 0.09
ICTP A2 NaN			ICTP B2 vs UCM 0.28
			ETH A2 JJA
			0.04 1.00 -0.00 -0.32 0.21 -0.23 -0.11 -0.28 -0.22
			Q95 PRECIP: CORREL >=SMHI B2
			0.03 -0.13 1.00 0.48
			ETH A2 con los nueve modelos
			0.14 1.00 0.27 0.19 0.36 0.10 0.22 -0.12 0.38
			UCM A2
			0.20 0.38 0.09 0.13 -0.16 -0.11 0.03 -0.11 1.00
			VR10Y PRECIP: CORREL >=MUY MALA
			B2
			VR50Y PRECIP: CORREL >=MUY MALA
			B2 JJA
			CORREL >=MUY MALA A2
			ETH KNMI GKSS RECH

Cuadro 5.6 Coeficientes de correlación entre modelos en clima futuro en **verano**

AZUL <=0 ROJO <=20% 20< MAGENTA <=40 40< AMARILLO <=60%

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima futuro: OTOÑO

T2MAX SON <u>MEDIA T2MAX: CORREL:</u> muy buena correlación <u>Q95 T2MAX: CORREL</u> :>=OK <u>90 T2MAX: CORREL</u> :>=OK <u>Q10 T2MAX: CORREL</u> >=OK <u>VR10Y T2MAX: CORREL</u> >=OK <u>VR50Y T2MAX: CORREL</u> ICTP A2vs GKSS A2>=0.66	T2MIN SON <u>MEDIA T2MIN:CORREL</u> >=OK <u>Q5 T2MIN: CORREL</u> >=OK <u>Q10 T2MIN: CORREL</u> >=OK <u>Q90 T2MIN: CORREL</u> >=OK <u>VR10Y T2MIN: CORREL</u> OK B2 <u>SMHI A2 SON</u> NaN <u>VR50Y T2MIN: CORREL</u> OK B2 <u>SMHI A2 SON</u> NaN	PRECIP SON <u>MEDIA PRECIP: CORREL</u> >=OK <u>INT PRECIP: CORREL</u> >= UCM B2 <u>SON</u> 0.72 0.75 0.61 <u>SMHI A2 vs ETH</u> 0.39 <u>FR PRECIP: CORREL</u> >=OK <u>Q90 PRECIP: CORREL</u> >= UCM B2 vs DMI ICTP 76% <u>UCM B2 vsICTP</u> 76% <u>ETHA2 vs SMHI</u> 0.27 <u>Q95 PRECIP: CORREL</u> B2>=0.59 <u>A2 KNMIvsDMI</u> 0.39 <u>VR10Y PRECIP: CORREL</u> >= B2 DMI 1.00 0.47 0.44 0.26 <u>A2 DMIvsICTP</u> 41% <u>DMIvsUCM</u> 41% <u>DMI ICTP SMHI UCM</u> <u>VR50Y PRECIP: CORREL</u> >= B2 DMI 1.00 0.22 0.44 0.02 <u>DMI</u> 1.00 -0.20 0.77 0.03 -0.24 0.68 0.84 0.45 0.32 <u>ETH</u> -0.20 1.00 0.43 0.97 0.96 0.23 0.31 0.57 0.78
Cuadro 5.7 Coeficientes de correlación entre modelos en clima futuro en otoño AZUL <=0 ROJO <=20% 20<MAGENTA <=40 40<AMARILLO <=60%		

La temperatura máxima en **otoño** se adapta con buena correlación en todos los modelos en B2 y A2.

HC con DMI en el escenario A2 correlación nula en precipitación en **otoño**.

Coeficientes correlación modelos en regiones de la Península Ibérica clima futuro: INVIERNO

Todos los modelos en t2max en **invierno** en los escenarios de clima futuro tienen buena correlación en temperatura máxima.

Las tablas correspondientes a **invierno** en los SRES B2 y A2 se pueden consultar en del Anexo 5.

Sólo en valores de retorno de 50 años hay peor correlación entre los modelos HC y DMI casi 20% es el peor resultado

La precipitación en invierno en el escenario B2 UCM con DMI y SMHI correlación entorno al 50%, y es el peor resultado.

T2MAX DEF	T2MIN DEF	PRECIP DEF
MEDIA T2MAX: buena CORREL: muy buena correlación: OK Q95 T2MAX: CORREL :OK 90 T2MAX: CORREL :OK Q10 T2MAX: CORREL >=OK VR10Y T2MAX: CORREL >=OK VR50Y T2MAX: CORREL OK	MEDIA T2MIN: CORREL >=OK Q5 T2MIN: CORREL >=OK Q10 T2MIN: CORREL >=OK Q90 T2MIN: CORREL >=OK VR10Y T2MIN: CORREL >=OK B2 OKA2 VR50Y T2MIN: CORREL >=OK B2 HCvsDMI A2 DEF 0.19 DMI vs ETH 0.29 DMI vsKNMI 0.51	MEDIA PRECIP: CORREL >=OK INT PRECIP: CORREL >= OK FR PRECIP: CORREL >=OK Q90 PRECIP: CORREL >=OK Q95 PRECIP: CORREL >= OK VR10Y PRECIP: CORREL >=OK VR50Y PRECIP: CORREL >=OK UCM B2 vs DMI 0.46 A2 HCvs KNMI <u>0.62</u>
Cuadro 5.8 Coeficientes de correlación entre modelos en clima futuro en invierno AZUL <=0 ROJO <=20% 20<MAGENTA<=40 40<AMARILLO <=60%		

Resumen por estaciones y variables de modelos con mala correlación en regiones

NaN o mala correlación	MAM	JJA	SON	DEF
T2max	VR10A- VR50A NaN ICTP A2 NaN UCM A2	VR10A- VR50A NaN KNMI CTL NaN UCM CTL NaN ICTP A2	VR10A VR50A NaN SMHI CTL	VR50A NaN ECA
T2min	VR10A VR50A NaN HC A2	VR10A VR50A NaN DMI CTL	VR10A VR50A NaN SMHI CTL VR10A VR50A NaN SMHI A2	VR10A VR50A NaN SMHI CTL
Precip	Intensidad y Q95 Mala correlación con todos los modelos UCM B2 Intensidad HCA2 con ETHA2 cero	Q90 y Q95 Mala Correlación ETH CTL VR10A VR50A NaN ETH CTL Intensidad Mala correlación con todos los modelos ETH A2 SMHI B2 VR10A VR50A Todos los modelos son rechazados en B2 ETH A2 GKSSA2 KNMI A2	VR10A VR50A Mala correlación DMI CTL SMHI y UCM CTL HC A2 es la peor correlación	Correlación buena La peor 50%
Cuadro 5.9 Se indican los modelos que han tenido peor correlación o que no se ha podido calcular por NaN				

6 RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se analiza la habilidad de un conjunto de modelos climáticos regionales, con una resolución más elevada que la habitual de los modelos globales, para simular algunos eventos extremos de temperatura y precipitación en un escenario de clima actual (1961-1990) y los resultados de las proyecciones que realizan para estas mismas variables extremas en dos escenarios de cambio climático (SRES-B2 y SRES-A2) para el último tercio de este siglo (2071-2100) en la Península Ibérica y Baleares.

Se han utilizado los nueve modelos regionales (RCM) usados en el proyecto europeo PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, EU 5th Framework Project, 2001-2004) anidados todos ellos en el mismo modelo climático global (HadAM3), cuyas características se definen en el Capítulo 2.

La evaluación de las simulaciones en el escenario de clima pasado reciente se realiza comparando los resultados de los RCM con las observaciones analizadas por el proyecto ECA (*European Climate Assessment*) del Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) a una resolución de 0.5 grados (latitud-longitud), que es comparable a la utilizada por todos los RCM.

Las variables climáticas consideradas en este trabajo son las temperaturas máximas y mínimas diarias junto a las precipitaciones acumuladas en las 24 horas de cada día. De entre todos los posibles índices de extremos que se pueden elaborar con tales variables se han estudiado los percentiles altos (Q95 y Q90) y bajos (Q10 y Q5) y los valores de retorno (VR) a 5, 10 y 50 años de tales temperaturas diarias, junto con las intensidades, frecuencias, los percentiles altos (Q90) de las precipitaciones en los “días lluviosos” (los de más de 1 mm/día) y los mencionados valores de retorno. No se han incluido en este estudio otros posibles índices de extremos pues se considera razonable suponer que sus resultados no variarían cualitativamente las conclusiones que se extraerían con ellos de las que se deducen con los índices aquí tenidos en cuenta.

Para calcular los valores de retorno de estas variables climáticas, las poblaciones de los datos diarios para cada periodo considerado (1961-1990 y 2071-2100), cada estación del año (primavera, verano, otoño e invierno) y cada RCM (y ECA) se han ajustado a una distribución estándar según la teoría de valores extremos GEV (*Generalized Extreme Value*) desarrollada por Coles (2001) caracterizada por tres parámetros, siendo μ el de localización, σ el de escala y ξ el de forma. Para decidir la bondad del ajuste se han aplicado dos

criterios: (a) que el valor del parámetro de forma esté incluido en intervalo $[-1,1]$ y (b) que supere el test de Kolmogorov-Smirnov. Se considerarán 'celdillas rechazadas' a aquellas en que las distribuciones de los valores simulados u observados no cumplan ambos.

Se ha completado el estudio de extremos climáticos desagregando el dominio peninsular en siete regiones compuestas solo por las celdillas de tierra de los RCM con el propósito de comparar cuantitativamente de una forma más apropiada los resultados simulados con los observados de ECA y también deducir los cambios proyectados en cada escenario de cambio climático futuro. La idoneidad de este análisis desagregado se basa en que la comparación de los valores simulados celdilla a celdilla ignoraría la ausencia de habilidad que todos los modelos numéricos muestran para reproducir procesos atmosféricos de tamaño inferior al doble de su resolución espacial, al menos.

Finalmente se señala que con el propósito de limitar el tamaño de esta memoria de Tesis Doctoral, se han incluido en un Anexo (que se adjunta en formato digital) las figuras, gráficos y comentarios de algunos resultados que se mencionan en el texto escrito.

A continuación se resumen en forma esquemática los resultados más relevantes obtenidos en este estudio, exponiendo primero los de la evaluación de los RCM, comparando las simulaciones de clima pasado reciente con los análisis de observaciones (ECA), después los de los cambios proyectados en los escenarios de clima futuro respecto al clima actual y finalmente los resultados obtenidos en el análisis desagregado por regiones.

Evaluación de los modelos en clima pasado reciente:

- En general, los RCM simulan aceptablemente la distribución geográfica de los promedios estacionales de las temperaturas máximas diarias (t_{2max}) en el periodo 1961-1990, aunque casi todos presentan un sesgo de diverso signo según las zonas peninsulares que se consideren.
- En invierno (DEF) es cuando la mayor parte de los modelos presentan más semejanza con los valores promedio de t_{2max} de ECA, mientras que en primavera (MAM) algunos exacerban el contraste térmico norte-sur, en verano (JJA) la mayoría presentan un sesgo positivo en el tercio meridional y en otoño (SON) siguen una pauta similar.
- Los resultados de la evaluación de los percentiles Q95 y Q90 de las t_{2max} son muy semejantes. En JJA todos los RCM presentan distribuciones espaciales similares a ECA, con ligeros sesgos positivos en la mitad meridional, en MAM los sesgos también son moderados aunque de signo diferente en la mitad septentrional,

mientras que en SON y especialmente en DEF la mayor parte de los RCM ofrecen resultados bastante parecidos a ECA.

- Por lo que se refiere a los percentiles más bajos (Q5 y Q10) de las t_{2max} , los resultados que ofrecen todos los RCM en clima pasado reciente se asemejan en general más a los valores de ECA, aunque algunos presentan ligeros sesgos en diversas zonas peninsulares.
- Se ha comprobado que los valores de retorno t_{2max} calculados con un solo día extremo por año o con conjuntos de tres y cinco días extremos por año no presentan diferencias apreciables, corroborando lo obtenido por otros autores.
- La temperatura máxima se adapta bien a la estadística de extremos y también se ha comprobado que las distribuciones espaciales de los valores de retorno a 5, 10 y 50 años (VR5, VR10, VR50) se asemejan considerablemente entre sí, aunque obviamente los de VR50 presentan distribuciones espaciales menos suavizadas, por lo que se ha seleccionado este valor para evaluar los RCM frente a ECA.
- En MAM, JJA y SON los RCM simulan en general de forma aceptable la distribución de VR50 de las t_{2max} de ECA, mientras que en DEF todos simulan valores más altos que ECA en la mitad meridional,
- Como era de prever, un rasgo común en que coinciden todos los RCM es la relación de los promedios de las temperaturas mínimas diarias (t_{2min}) con la elevación topográfica, pero este rasgo es menos marcado en los análisis de ECA.
- La distribución geográfica de los promedios de t_{2min} simulados por los RCM en MAM, JJA y SON se asemeja a la de los de ECA en el acusado gradiente norte-sur, aunque casi todos ellos presentan un sesgo positivo en el sector suroeste peninsular, mientras que en DEF es cuando los RCM simulan valores con distribuciones espaciales bastante similares a ECA. Sin embargo en uno de los RCM persisten los sesgos negativos de las medias de t_{2min} respecto a ECA en casi todas las regiones y estaciones del año.
- En general las distribuciones espaciales del percentil más bajo (Q10) de las t_{2min} simuladas por los RCM se asemejan más a las deducidos de ECA que las de los promedios. Quizá esto se deba en parte a que los Q10 resaltan mucho más claramente el efecto de la elevación topográfica. No obstante, dentro de esta mayor semejanza hay unos pocos RCM que presentan sesgos algo mayores que la mayoría.

- El mayor parecido general entre los Q10 de t_{2min} de los modelos y ECA se observa en DEF, mientras que en JJA y SON se observan sesgos algo más notables de diverso signo en ciertos RCM, posiblemente debido a la orografía que contienen, y en MAM la semejanza entre RCM y ECA es intermedia entre DEF y JJA.
- Por lo que se refiere a los extremos más altos de las t_{2min} (Q90), en general los resultados de los RCM se asemejan a los valores de ECA de forma bastante similar al caso de los Q10 de esta variable.
- Igual que con las t_{2max} , se ha comprobado que los VR de las t_{2min} no cambian prácticamente si para deducirlos se toman uno, tres o cinco valores diarios en cada año y estación, mientras que las diferencias entre los VR5, VR10 y VR50 se deben a que el efecto orográfico se resalta menos (menor contraste térmico entre mayores y menores altitudes de las celdillas) cuanto menor sea el plazo temporal.
- En los VR50 de las t_{2min} resultan rechazadas algunas celdillas de los RCM pues no cumplen los criterios impuestos para fijar la bondad del ajuste a una distribución GEV. En los RCM que presentan menos celdillas rechazadas las distribuciones espaciales de VR50 se asemejan bastante a las de ECA, salvo que de nuevo en JJA la mayoría de ellos presentan sesgos positivos en el sector suroeste.
- En general los RCM reproducen de forma aceptable la distribución geográfica y la estacionalidad de la precipitación media. Así, en MAM, JJA y SON sitúan correctamente los máximos de precipitación en el noroeste y norte de la Península, y los sesgos se mantienen por debajo de 1 mm/día, aunque dos RCM presentan distribuciones menos homogéneas espacialmente que los demás, mientras que en DEF los sesgos de todos los RCM son negativos en el sector suroeste.
- Para evaluar la intensidad media y la frecuencia relativa de la precipitación diaria se han considerado solo los “días lluviosos” (con valores superiores a 1mm/día), con los que se han derivado los promedios estacionales de la intensidad y la frecuencia relativa de la precipitación diaria simulada por los RCM y los analizados por ECA
- En MAM y SON la mayor parte de RCM localiza correctamente las zonas con mayores intensidades medias y en general los sesgos se mantienen inferiores a 2 mm/día, excepto en el modelo DMI. En DEF es cuando mejor simulan los RCM las máximas intensidades y las ubican en las mismas zonas que ECA. Sin embargo, en JJA los RCM presentan notables discrepancias con ECA, lo que explica por el escaso número de “días lluviosos” que se observan en esta estación en la mayor

parte del territorio peninsular, lo que reproducen bien los RCM, y el típico carácter tormentoso y disperso de las lluvias estivales, lo que lógicamente amplifica las diferencias entre ellos.

- El acusado gradiente del SE al NW peninsular que se observa en la frecuencia relativa estacional de “días lluviosos” está muy bien reproducido por todos los RCM, así como los valores máximos y mínimos de esta variable analizados por ECA.
- Respecto a los valores más extremos de precipitación diaria caracterizados por el percentil Q90 de los “días lluviosos”, la mayoría de RCM localiza correctamente la ubicación de las zonas con los extremos estacionales de la precipitación diaria y también cuantifica su valor de forma muy aceptable, excepto en JJA donde tienden a presentar sesgos negativos, que en parte podrían deberse a la escasez típica de “días lluviosos” en esta estación observada en la mayor parte de la Península.
- Los valores de los VR50 de la distribución de precipitación en días lluviosos simulados en MAM, SON y DEF por la mayor parte de RCM no coinciden en general con los de ECA, aunque sus máximos se localizan geográficamente de manera aceptable. Este sesgo cuantitativo podría explicarse por la extraordinaria sensibilidad que presentan los parámetros de las distribuciones GEV que se derivan de cada modelo a causa del número relativamente reducido de valores extremos con que se realiza el ajuste estadístico, y también hay que tener también en cuenta que los datos de ECA se derivan de interpolaciones espaciales de los valores diarios de precipitación registrados en estaciones meteorológicas relativamente alejadas entre sí. Por ello, parece razonable que para evaluar la bondad del comportamiento de los RCM en la simulación de los VR50 de precipitación resulte más relevante la semejanza observada en sus distribuciones espaciales frente a las derivadas de ECA que los valores cuantitativos en sí mismos. Y nuevamente se señala que las especiales dificultades que presentan los RCM para reproducir los VR50 de ECA en JJA se atribuye a la escasez de lluvias que se registran en amplias zonas de la Península Ibérica durante dicha estación del año.
- Para finalizar con las conclusiones que cabe extraer de la evaluación de las simulaciones de clima pasado reciente realizada por el conjunto de RCM frente a los valores del análisis de ECA, parece razonable conjeturar con que, cuando los sesgos presentan el mismo signo en todos los RCM, la posible causa apuntaría a las deficiencias transmitidas desde el modelo global donde se han anidado, mientras que la diversidad de signo de los sesgos que ellos presentan respecto a ECA habría de

atribuirse a las particularidades de cada RCM (fundamentalmente esquemas numéricos y parametrizaciones físicas).

Resultados de los cambios proyectados en los escenarios de clima futuro:

- La magnitud de los cambios proyectados en los promedios de temperaturas máximas diarias en los dos escenarios de emisiones (A2 y B2) no presenta dependencia con la altura topográfica.
- Se proyecta un incremento generalizado de las t_{2max} en todas las zonas, siendo éste más acusado en el escenario A2 que en el B2 (entre 1.5°C y 2.5°C)
- Los incrementos relativos de t_{2max} que se proyectan en todas las regiones son más notables en verano (los máximos por encima de 6°C en el escenario A2) y menos acusados en invierno (por debajo de 3°C).
- La distribución geográfica de la magnitud de los cambios en las medias de t_{2max} no es uniforme, de forma que en MAM el incremento sería mayor en la mitad sur de la península que en el tercio norte, en DEF sería más notable en el tercio oriental y en SON y JJA sería más notable en las zonas del interior que en las próximas a las costas.
- Los cambios proyectados del percentil Q90 de las t_{2max} se distribuyen espacial y temporalmente de manera bastante similar a los cambios de los promedios de esta variable, pero los aumentos proyectados son entre 1.5°C (JJA) y 0.5°C (DEF) mayores, lo que indica que en clima futuro cambiaría la forma de las distribuciones de frecuencia respecto a las observadas en clima pasado reciente.
- En el interior peninsular durante el verano se proyecta para el último tercio del siglo que más de la mitad de los días se registrarían valores de t_{2max} superiores a los del actual percentil Q90.
- Se aprecia una elevada incertidumbre en los cambios proyectados para los valores de retorno VR50 de la t_{2max} que no permite extraer conclusión alguna, al menos a escala de celdillas individuales de los RCM.
- En la magnitud de los cambios proyectados para las temperaturas mínimas (t_{2min}) también se aprecia una independencia con la altura topográfica y los incrementos para el último tercio de este siglo (2071-2100) son entre 1 y 2°C mayores en el escenario A2 que en el B2.

- Los aumentos de t_{2min} son en general más acusados en JJA y SON y algo menores en DEF, aunque no se distribuyen por igual en la Península.
- Los mayores incrementos de las t_{2min} se proyectan en JJA (entre 4 y 5°C) en la zona del interior peninsular, en SON son más homogéneos en todo el territorio, en MAM los incrementos medios superan los 3°C en la mitad meridional pero se mantienen menores a 3°C en la franja norte, y en DEF los aumentos más notables (entre 2.5 y 3.5°C) tienden a localizarse en la mitad oriental y en general se mantienen por debajo de 2.5°C en el tercio más occidental.
- Las distribuciones estacionales de los cambios proyectados en el percentil Q10 de las t_{2min} son en general bastante similares a las de los promedios de t_{2min} , pero difieren en su distribución geográfica y magnitud.
- Se proyecta un incremento de los extremos cálidos de las temperaturas mínimas diarias, representados por los valores del percentil Q90, durante el periodo estival que es algo mayor en la franja septentrional que en el interior y sur de la Península, lo que considera un indicativo del aumento proyectado en la frecuencia e intensidad de las “noches tropicales”.
- El cambio proyectado en las distribuciones de frecuencia de las t_{2min} diarias no consiste en un simple corrimiento hacia valores mayores en clima futuro, sino también se altera su forma.
- Los resultados del cambio proyectado para los valores de retorno (VR50) de las t_{2min} presentan notables discrepancias entre los diversos RCMs y una apreciable inhomogeneidad espacial que no permite extraer conclusión alguna a escala de celdillas individuales.
- En MAM todos los RCM proyectan una disminución generalizada de los promedios de precipitación en la mitad meridional peninsular (hasta el 40% en el escenario A2 y hasta el 25% en el escenario B2), mientras que en la franja septentrional la disminución es más moderada (menos del 30% en A2 e inapreciable en B2).
- En JJA es cuando se proyectan las mayores disminuciones porcentuales (en torno al 60% en la mayor parte del territorio peninsular) en ambos escenarios.
- En SON se proyectan en el escenario A2 disminuciones en torno al 30% en el sector SW pero aumentos de hasta el 20% en el sector NE de la Península. En el escenario B2 se repite este patrón espacial, aunque las disminuciones de precipitación en el

suroeste se aminoran en torno al 10% respecto al A2, mientras que los aumentos en el noreste se mantienen en valores similares.

- En DEF se proyectan moderadas disminuciones en la precipitación en la mitad meridional (en torno al 10% en A2 y algo menos en B2) e incrementos en la mitad norte (en torno al 20% en A2 y al 10% en B2).
- Los cambios estacionales proyectados en el promedio de precipitación diaria presentan una gran semejanza entre los RCM, aunque esto cabe atribuirlo en parte a que fueron todos ellos anidados al mismo modelo global.
- Los cambios proyectados en la intensidad de la precipitación son poco relevantes en MAM, presentan una considerable falta de consistencia espacial en JJA que se atribuye a la escasez de días lluviosos en esta estación, en SON resultan ligeros incrementos (en torno al 10%) y en DEF leves aumentos en el norte (10%), sin cambios en el centro y ligeras disminuciones en el este y sur (menores del 20%).
- Por lo que respecta a los cambios en la frecuencia de días lluviosos, en MAM se proyectan mayores disminuciones en la mitad sur (hasta el 50% en A2 y el 30% en B2) y pocos cambios en la franja norte, en JJA hay muchas discrepancias en los RCM aunque predominan las disminuciones, en SON se proyectan disminuciones en torno al 40% en el sector SW, disminuciones entre el 30% y el 10% en el centro y norte, pero ligeros aumentos (<10%) en la franja levantina, y en DEF no se perciben cambios relevantes en la mayor parte de la Península.
- En MAM se proyectan escasos cambios en el valor del percentil Q90 de precipitación, salvo en la franja levantina donde se aprecian reducciones (inferiores al 20% en A2 y al 10% en B2), lo que apunta a una mayor contribución del descenso en el número de eventos de lluvia sobre la disminución de la precipitación media, pues su intensidad en los eventos extremos (Q90) apenas cambia respecto al clima pasado reciente.
- En JJA apenas pueden extraerse conclusiones pues una gran parte de RCM presentan problemas para deducir el percentil 90 en ciertas regiones a causa de la escasez de días lluviosos y en general presentan una notable falta de coherencia espacial en los resultados.
- En SON y DEF los cambios en los valores de Q90 se asemejan mucho a los obtenidos en la intensidad de los días lluviosos.

- Los resultados del cambio proyectado para los valores de retorno (VR50) de las precipitaciones diarias obtenidos por todos los RCM presentan una notable falta de coherencia espacial en las cuatro estaciones del año, por lo que no es posible extraer conclusión alguna a escala de celdillas individuales.

Resultados del análisis desagregado por regiones

- Los valores de promedio estacionales de las temperaturas máximas diarias (t_{2max}) de ECA se diferencian menos de 2°C de los promedios de los RCM en las diversas regiones, y están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM, salvo en la región SW en verano (JJA), donde todos los RCM sobrevaloran los datos de ECA, lo que se atribuye en buena parte al modelo global (HadAM3) donde se han anidado todos los RCM.
- Los valores medios de t_{2max} simulados en clima actual por la mayor parte de RCM presentan una distribución próxima a una gaussiana, lo que se interpreta como prueba de la relativa fiabilidad con que este conjunto de RCM simulan las temperaturas máximas observadas en las diversas regiones.
- La dispersión de los valores de los cambios de los promedios de t_{2max} proyectados por el conjunto de RCM es claramente menor que en el experimento de clima pasado reciente, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año.
- En los resultados del cambio proyectado se observa un buen escalamiento del aumento de los promedios de t_{2max} con el calentamiento global en todas las regiones y estaciones del año (mayor cambio en escenario A2 que en B2).
- La sensibilidad del cambio medio de las t_{2max} en relación a la magnitud del calentamiento global varía con las estaciones (mayor en JJA y menor en DEF) en todas las regiones, lo que implica que la señal del calentamiento global en las t_{2max} en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno.
- Por lo general, las diferencias entre las medias regionales de los percentiles Q90 de las t_{2max} que resultan de los valores de ECA y de los RCM (en clima pasado reciente) se mantienen inferiores a 2°C y los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM, salvo en la región SW en MAM y JJA.

- Las diferencias ECA - RCM de las medias regionales de los percentiles Q10 de t_{2max} se mantienen casi siempre inferiores a $1^{\circ}C$ y los valores de ECA están incluidos dentro de los intervalos del conjunto de RCM en todas las regiones, aunque la máxima dispersión entre RCM suelen ser más amplia que en el percentil Q90 a causa de que uno de los RCM simula valores particularmente bajos.
- En los cambios proyectados en los percentiles Q90 y Q10 de t_{2max} también se aprecia un escalamiento con el calentamiento global en todas las estaciones y regiones.
- Aunque la sensibilidad del cambio de los percentiles Q90 de t_{2max} en relación al calentamiento global es algo mayor que la de los Q10, y la de ambos percentiles resulta claramente más notable en verano, por lo que se concluye con que la señal del calentamiento global en los estadísticos más extremos de las t_{2max} en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en cualquier otra estación del año.
- La evaluación de los valores de periodos de retorno a 50 años (VR50) de las t_{2max} , comparando los promedios regionales de ECA con los de los RCM, muestra mayores diferencias que en el caso de los Q90, lo que se atribuye a la artificiosidad adicional que introduce el ajuste a una GEV.
- También se observa que la dispersión entre los valores de VR50 simulados en clima actual por la mayoría de RCM es menor en DEF y MAM, y también en la región NW en todas las estaciones, lo que se propone como un indicativo de que el valor de VR50 de t_{2max} está bastante condicionado por la diversidad de parametrizaciones de los intercambios aire-suelo usadas por los RCM.
- En los resultados del cambio proyectado en los VR50 también se aprecia un escalamiento con el calentamiento global y una dispersión de los valores del conjunto de RCM en general más pequeña que en el experimento de clima pasado reciente.
- De nuevo se concluye con que la señal del calentamiento global en los cambios de VR50 de t_{2max} en cualquiera de las regiones peninsulares será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en cualquier otra estación del año.
- Las diferencias entre los valores medios de las temperaturas mínimas diarias (t_{2min}) deducidos de ECA y los simulados por los RCM en clima pasado reciente se mantienen inferiores a $2^{\circ}C$ y por lo general dentro de los intervalos del conjunto,

aunque los de ECA siempre son inferiores a los de los RCM, lo que podría atribuirse al modelo global donde se anidaron.

- La dispersión entre los valores medios de t_{2min} simulados por los RCM es en general mayor que en el caso de las t_{2max} , lo que podría indicar una mayor influencia sobre las t_{2min} de ciertas parametrizaciones de los RCM (quizá las radiativas y las de nubosidad).
- Los resultados de los cambios proyectados en los promedios de las t_{2min} diarias también ponen de manifiesto bastante bien el calentamiento global (menores en B2 que en A2) en todas las estaciones y regiones.
- La dispersión de los valores de cambio en las t_{2min} simulados por el conjunto de RCM es menor que en el experimento de CONTROL en todas las regiones y estaciones, excepto en verano donde se aprecian más discrepancias.
- También se concluye con que la señal del calentamiento global en las t_{2min} será discernible de la variabilidad natural mucho antes en verano que en invierno en cualquiera de las regiones peninsulares, aunque destacan las de mayor continentalidad.
- Las medias regionales del percentil Q10 de las t_{2min} simuladas en clima actual por el conjunto de RCM resultan también próximas a las de ECA (diferencias menores a $2^{\circ}C$), a pesar de que uno de los RCM suele simular t_{2min} claramente inferiores que el resto.
- Las diferencias entre ECA y los RCM son algo más notorias en los valores del percentil Q90 de las t_{2min} (especialmente en JJA), así como la dispersión entre los RCM, lo podría estar relacionado con una mayor influencia ejercida por la diversidad de ciertas parametrizaciones físicas (radiativas y nubosas) entre los RCM sobre los extremos más elevados de las t_{2min} .
- Los cambios proyectados en los percentiles Q10 y Q90 de las t_{2min} también escalan generalmente bien con el calentamiento global en todas las regiones y la dispersión entre los valores ofrecidos por el conjunto de RCM es relativamente pequeña (no tanto en invierno, DEF) y algo menor en los cambios de los Q90 de las t_{2min} .
- La señal del calentamiento global en los Q90 y Q10 de la t_{2min} en cualquiera de las regiones peninsulares es algo menor que en el caso de los Q90 y Q10 de las t_{2max} .

- La evaluación de los resultados regionalizados del VR50 de las t_{2min} diarias ofrecidos por los RCM en las simulaciones de clima pasado reciente frente a los valores de ECA es razonablemente satisfactoria, aunque la dispersión de valores de los RCM es algo mayor en otoño.
- El escalamiento con el calentamiento global de los cambios proyectados para los VR50 de las t_{2min} es menos apreciable que en el caso de los Q10 de esta variable.
- Los promedios estacionales de las precipitaciones diarias (PRD) simulados por los RCM en cada una de las siete regiones se asemejan a los de ECA (diferencias menores a 1 mm/día), salvo en las regiones SW y SE en invierno (DEF), donde los valores de todos los RCM son inferiores al de ECA, lo que se atribuye al modelo global (HadAM3) donde se han anidado todos los RCM.
- La dispersión de los valores del cambio proyectado para las PRD por el conjunto de simulaciones de clima futuro con los RCM es relativamente moderada, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año.
- En JJA se proyectan disminuciones generalizadas de PRD en torno al 50% en todas las regiones peninsulares para ambos escenarios (B2 y A2), algo menores en MAM (entre 5% y 20%), mientras que en otoño SON y DEF los cambios son menores pero con ligeros incrementos en CE y NW y disminuciones notables en SE.
- La diferente sensibilidad del cambio medio de PRD en relación al calentamiento global ofrece un indicio de que las disminuciones proyectadas a lo largo de las próximas décadas se producirán a un ritmo más rápido en verano en todas las regiones, con ligeras diferencias entre ellas.
- La intensidad media de las precipitaciones (INT) simulada por el conjunto de RCM se asemeja en general a la derivada de ECA, con la excepción del otoño e invierno en las regiones CE, SW y SE donde los RCM minusvaloran los datos de ECA (atribuible al modelo global HadAM3), y asimismo la estacionalidad de la INT resulta aceptablemente simulada en todas las regiones.
- Los promedios de las frecuencias de precipitación (FREC) simulados por los RCM en clima actual presentan sesgos mayores con respecto a los valores de ECA, y tienden a ser negativos en las regiones NW, NE, CW y CC en primavera (MAM) e invierno (DEF) y positivos en las otras tres regiones en verano (JJA) y otoño (SON),

aunque la poca marcada estacionalidad de esta variable está aceptablemente reproducida por los RCM.

- Los cambios proyectados en la INT por los RCM presentan una dispersión relativamente moderada, lo que es un indicativo de que los RCM responden al calentamiento global de forma bastante semejante en cada una de las regiones y estaciones del año, aunque se aprecian algunas excepciones en contados casos.
- Lo más relevante de los cambios proyectados en las INT y las FREC es que apenas se aprecia un escalamiento claro con el calentamiento global.
- Los resultados regionalizados del Q90 de las precipitaciones diarias derivados del conjunto de simulaciones de clima pasado reciente con los RCM presentan diferencias con los valores que ofrece ECA que varían según las estaciones y regiones (desde < 2 mm/día en NW y hasta 9 mm/día en CE en otoño), pero la evolución anual de este percentil resulta bastante bien reproducida por la mayoría de RCM en todas las regiones
- Las discrepancias más generales entre los Q90 de los RCM y de ECA se aprecian en verano (JJA), pero una buena parte de ello se atribuye a que en varias regiones apenas se simulan “días lluviosos” en esa estación, lo que desvirtúa la validez estadística de los valores del Q90.
- Lo más relevante de los cambios proyectados en los Q90 de precipitaciones diarias es que no se aprecia un escalamiento claro con el calentamiento global, indicando que no sería una variable adecuada para la atribución al cambio climático antropogénico de cualquier anomalía que se observe en sus valores futuros.
- La evaluación de los valores de retorno a 50 años (VR50) de las precipitaciones diarias pone de manifiesto la mayor dificultad que presentan los RCM para reproducir cuantitativamente tales precipitaciones máximas (en ocasiones hay diferencias superiores a 10 mm/día entre la media de los RCM y ECA), aunque generalmente los valores de ECA se sitúan en los intervalos de valores simulados por la mayoría de RCM.
- En los resultados del cambio proyectado en los VR50 de las precipitaciones diarias en ambos escenarios parecen percibirse ligeros aumentos en otoño e invierno en ciertas regiones, aunque el escalamiento con el calentamiento global es confuso, por lo que en este caso no cabe extraer conclusiones de relevancia.

7 REFERENCIAS

- AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) (2007). Resumen de extremos climatológicos en España (2007).
- Aldrian, E., Dümenil Gates, L., Jacob, D., Podzun, R., and Gunawan, D.: 2004, Long term simulation of the Indonesian rainfall with the MPI Regional Model. *Climate Dynamics* 22, 795-814.
- Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A.M.G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D.B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J.L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, DOI: 10.1029/2005JD006290.
- Arnell, N.W., Hudson, D.A., Jones, R.G., (2003): Climate change scenarios from a regional climate model: Estimating change in run off in southern Africa. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 108(D16), Article 4519, ISI:000185251500003.
- Arribas, A., Gallardo, C., Gaertner, M.A., and Castro, M.: 2003, Sensitivity of Iberian Peninsula climate to land degradation, *Climate Dynamics* 20, 477-489.
- Barriopedro, D., Fischer, E.M., Luterbacher, J., Trigo, R.M., García-Herrera, R., 2011. The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe. *Science* 332, 220–224.
- Benestad, R.E., 2007. Novel Methods for Inferring Future Changes in Extreme Rainfall over Northern Europe. *Climate Research* 34, 195–210.
- Benestad, R.E., 2008. A Simple Test for Changes in Statistical Distributions. *Eos* 89, 389–390.
- Benestad, R.E., 2010. Downscaling Precipitation Extremes. *Theoretical and Applied Climatology* 100, 1–21.
- Benestad, R.E., Nychka, D., Mearns, L.O., 2012. Spatially and temporally consistent prediction of heavy precipitation from mean values. *Nature Climate Change* 2, 544–547.
- Brands, S., Herrera, S., Hernández, J., Gutiérrez, J.M., 2013. How well do CMIP5 Earth System Models simulate present climate conditions in Europe and Africa? A performance comparison for the downscaling community. *Climate Dynamics* 41, 803–817
- Brunet, M., Jones, P.D., Sigró, J., Saladié, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P.M., Lister, D., Walther, A., López, D., 2007. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112, DOI: 10.1029/2006JD008249.

- Buonomo, E., Jones, R.G., Huntingford, C. and Hannaford, J.: 2006. The robustness of high resolution predictions of changes in extreme precipitation for Europe *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133: 65 – 81
- Castro, M. de, and Galán, P. ; 2007. Extracción y adaptación de datos de escenarios regionalizados de cambio climático procedentes del proyecto “PRUDENCE” para su utilización por la comunidad de usuarios de impactos. *Informe que presenta la Fundación General de la Universidad de Castilla- La Mancha al Instituto nacional de Meteorología*. 47pp.
- Castro, M., Fernández, C., and Gaertner, M.A.: 1993, Description of a meso-scale atmospheric numerical model, *Mathematics, Climate and Environment J.I. Díaz and J.L. Lions (eds), Masson*.
- Castro, M., Mantín-Vide, J., Alonso, S., 2008. El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para I siglo XXI. *Impactos del Cambio Climático en España*. 64 pp
- Castro, M., 2008. , Modelos climáticos globales y su fiabilidad. *Instituto de Ciencias Ambientales. Universidad de Castilla-La Mancha. Toledo*. .
- Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson- Delmotte, V., Codron, F., 2010. Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters* 37, DOI:10.1029/2010GL044613
- Cattiaux, J., 2012. Contribution of Atmospheric Circulation to remarkable European Temperatures of 2011. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 1041–1067.
- Christensen, J.H. and van Meijgaard, E.: 1992, On the construction of a regional atmospheric climate model, DMI Technical Report 92-14. *Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø*..
- Christensen, J.H., Christensen, O.B., Lopez, P., van Meijgaard, E., and Botzet, M.: 1996, The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, *DMI Technical Report 96-4*. *Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø*.
- Christensen, O.B., Christensen, J.H., MACHENHAUER, B., and Botzet, M.: 1998, Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia - present climate, *Journal of Climate* 11, 3204-3229..
- Christensen, J.H., Christensen, O.B., and Schultz, J.P.: 2001, High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe, *DMI Technical Report 01-15*. *Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø*.
- Christensen, J.H. and Christensen, O.B.: 2003, Climate modelling: Severe summertime flooding in Europe, *Nature* 421, 805-806.
- Christensen, O.B. and Christensen J.H.: 2004, Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate, *Global. and Planetary Change*, 1(44), 107-117

- Clark, R.T., Brown, S.J., Murphy, J.M., 2006. Modeling Northern Hemisphere Summer Heat Extreme Changes and Their Uncertainties Using a Physics Ensemble of Climate Sensitivity Experiments. *Journal of Climate* 19, 4418–4435.
- CLIVAR, 2010 Bladé, I., Cacho, I., Castro-Díez, Y., Gomis D., González-Sampériz, P., Miguez-Macho, G., Perez Fiz, F, Rodríguez-Fonseca, B., Rodríguez-Puebla, C., Sánchez, E., Sotillo M. G., Valero-Garcés, B., Vargas-Yáñez, M.
- Cohen, J.L., Furtado, J.C., Barlow, M.A., Alexeev, V.A., Cherry, J.E., 2012. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environmental Research Letters* 7, 014007, DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/014007.
- Coles, S.; 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values, 208 pp., *Springer, New York*.
- Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., Luterbacher, J., Wanner, H., 2007. Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112, D15103, DOI: 10.1029/2007JD008510.
- Deser, C., Knutti, R., Solomon, S., Phillips, A.S., 2012. Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Climate Change* 2, 775–779.
- Dickinson R.E., Errico R.M., Giorgi F., Bates G.T., 1989. A regional climate model for the Western United States. *Climatic Change* 15: 383–422
- Domínguez, M, Romera, R., Sánchez, E., Fita, L, Fernández ,J., Jiménez-Guerrero, P., Montávez, J. P., Cabos, W. D., Liguori, G., Gaertner M. A.. Present-climate precipitation and temperature extremes over Spain from a set of high resolution RCMs. *Climate research* 58.2 (2013): 149-164. www.int-res.com/articles/cr_oa/c058p149.pdf
- Döscher, R., Willén, U., Jones, C.G., Rutgersson, A., Meier, H., Hansson, E., and Graham, M.: 2002, The development of the coupled regional ocean-atmosphere model RCAO, *Boreal Environment Research* 7, 183-192.
- Efthymiadis, D., Goodess, C.M., Jones, P.D., 2011. Trends in Mediterranean gridded temperature extremes and large-scale circulation influences. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 2199–2214.
- Fischer, E.M., Schär, C., 2009. Future changes in daily summer temperature variability: driving processes and role for temperature extremes. *Climate Dynamics* 33, 917–935.
- Fischer, E.M., Schär, C., 2010. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heat waves. *Nature Geoscience* 3, 398–403.
- Fischer, E.M., Lawrence, D.M., Sanderson, B.M., 2011. Quantifying uncertainties in projections of extremes— a perturbed land surface parameter experiment. *Climate Dynamics* 37, 1381–1398.

- Fischer, E.M , Knutti, R., 2015. Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change*, 5, 560-564.
- Frame, D.J., Faull, N.E., Joshi, M.M., Allen, M.R., 2007. Probabilistic climate forecasts and inductive problems. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 365, 1971–1992.
- Francis, J.A., Vavrus, S.J., 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophysical Research Letters* 39, L06801, DOI: 10.1029/2012GL051000.
- Frei, C., Christensen, J.H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R.G., and Vidale, P.L.: 2003, Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps, *Journal of Geophysical Research* 108(D3), 4124doi:10.1029/2002JD002287.
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Vidale, P.L., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965.
- Gaertner, M.A., Christensen, O.B., Prego, J.A., Polcher, J., Gallardo, C., and Castro, M.: 2001, The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models, *Climate Dynamics* 17, 857-873.
- Gaertner M.A., Jacob, D., Gil, V., Domínguez, M., Padorno, E., Sánchez, E., and Castro, M. de ; 2007 Tropical cyclones over the Mediterranean Sea in climate change simulations *Geophysical Research Letters*, VOL. 34, L14711, doi:10.1029/2007GL029977, 2007.
- Gallardo, C., Arribas, A., Prego, J.A., Gaertner, M.A., and Castro, M.: 2001, Multi-year simulations with a high resolution regional climate model over the Iberian Peninsula: Current climate and 2xCO₂ scenario, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127, 1659-1682.
- García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R.M., Luterbacher, J., Fischer, E.M., 2010. A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. Critical Reviews in *Environmental Science and Technology* 40, 267–306.
- Gibelin, A.L. and Déqué, M.: 2003, Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Climate Dynamics* 20, 327-339.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R., and Bates, G.T.: 1993a, Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes, *Monthly Weather Review* 121, 2794-2813.

- Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T., and DeCanio, G.: 1993b, Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Monthly Weather Review* 21, 2814-2832.
- Giorgi, F., Huang, Y., Nishizawa, K., and Fu, C.: 1999, A seasonal cycle simulation over eastern Asia and its sensitivity to radiative transfer and surface processes, *Journal of Geophysical Research* 104, 6403-6423.
- Giorgi, F., Bi, X., and Pal, J.S.: 2004a, Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part I: Present day climate (1961-1990), *Climate Dynamics* 22, 733-756.
- Giorgi, F., Bi, X., and Pal, J.S.: 2004b, Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part II: Future climate scenarios (2071-2100), *Climate Dynamics* .23, 839-858
- Giorgi, F., Im, E.-S., Coppola, E., Diffenbaugh, N.S., Gao, X.J., Mariotti, L., Y.Shi, 2011. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. *Journal of Climate* 24, 5309–5324.
- Gounbanova, K. and Li, L., 2007 . Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations *Global and Planetary Change* 57, 27–42.
- Groisman, P.Y., Knight, R.W., Easterling, D.R., Karl, T.R., Hegerl, G.C., Razuvaev, V.N., 2005. Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate* 18, 1326–1350.
- Gula, J., & Peltier, W. R. 2012. Dynamical downscaling over the Great Lakes basin of North America using the WRF regional climate model: The impact of the Great Lakes system on regional greenhouse warming. *Journal of Climate*, 25(21), 7723-7742.
- Hagemann, S., Botzet, M., Dümenil, L., and Machenhauer, B.: 1999, Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data, *MPI Report, Max-Planck Institut für Meteorologie* 289.
- Hall, A., 2014. Projecting regional change. *Science*, 346, 1461
- Haugen, J.E., Iversen, T., 2008. Response in extremes of daily precipitation and wind from a downscaled multi-model ensemble of anthropogenic global climate change scenarios. *Tellus* 60A, 411–426.
- Heck, P., Lüthi, D., Wernli, H., and Schär, C.: 2001, Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere* 106(D8), 7817-7835.
- Hennemuth, B., Rutgersson, A., Bumke, K., Clemens, M., Omstedt, A., Jacob, D., and Smedman, A.S.: 2003, Net precipitation over the Baltic Sea for one year using models and data-based methods, *Tellus* 55A, 352-367.

- Hirschi, M., Seneviratne, S.I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O.B., Formayer, H., Orłowsky, B., Stepanek, P., 2011. Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience* 4, 17–21.
- Hov, O, Cubasch, U., Fischer, E., Höppe, P., Iversen, T., Kvamstø, N.G., Kundzewicz, Z.W., Rezacova, D., Rios, D., Duarte Santos, F., Schädler, B., Veisz, O., Zerefos, Ch., Benestad, R., Murlis, J., Donat, M., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U. 2013. Extreme Weather Events in Europe: preparing for climate change adaptation. *Norwegian Meteorological Institute*. ISBN 978-82-7144-100-5
- Hudson, D.A. and Jones, R.G.: 2002a, Simulations of present-day and future climate over southern Africa using HadAM3H, *Hadley Centre Technical Note No 38, Met Office, Exeter, UK*.
- Hudson, D.A. and Jones, R.G.: 2002b, Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, *Hadley Centre Technical Note No 39, Met Office, Exeter, UK*. IPCC: 2001, *Climate Change. The scientific basis, Cambridge Univ Press* 881 pp.
- Ibañez, A., 2011. 'Análisis estadístico de valores extremos y aplicaciones'. *Trabajo de Investigación. Máster Oficial en Estadística Aplicada. Departamento de Estadística e Investigación Operativa. Universidad de Granada*. 98pp.
- IPCC, 2000. Emissions Scenarios. *Eds. Nakicenovic, N. and Swart, R. Cambridge University Press. UK*
- IPCC: Climate Change, 2007, The Physical Science Basis. *WGI Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, University Press, 2007*.
- IPCC, 2007: *Cambio climático 2007: Informe de síntesis*. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [*Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)*]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- IPCC-AR4, 2007. *The Physical Science Basis. Working Group I Fourth Assessment Report*. Cambridge University Press, UK
- IPCC-AR5, 2013. *The Physical Science Basis. Working Group I Fifth Assessment Report*. Cambridge University Press, UK
- IPCC, 2013: Resumen para responsables de políticas. En: *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

- Jacob, D., 2001, A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics* 77, 61-73.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sanchez, E., Schär, C., Seneviratne, S.I., Somot, S., van Ulden, A., and van den Hurk, B., 2006., An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate, *Climatic Change*, 81, 31-52.
- Jones, R., Murphy, J., Hassel, D. and Taylor, R., 2001., Ensemble mean changes in a simulation of the European climate of 2071-2100 using the new Centre regional modelling system HadAM3H/HadRM3H. *Hadley Centre, Exeter, UK* 19pp
- Jones, C.G., Ullerstig, A., Willén, U., and Hansson, U.: 2004, The Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA). Part I: Model climatology and performance characteristics for present climate over Europe, *Ambio* 33(4-5), 199-210.
- Katz, R. and P. Naveau ; 2010. Editorial: Special Issue on Statistics of Extremes in Weather and Climate. *Extremes*, 13, 107-108
- Katz, R.W. 2010. Statistics of extremes in climate change. *Climatic Change*, 100: 71-76.
- Kendon, E.J., Rowell, D.P., Jones, R.G. and Buonomo, E., 2008., Robustness of Future Changes in Local Precipitation Extremes. *Journal of Climate*, 21, 4280, 4297.
- Kharin, V. V., and F. W. Zwiers ; 2000, Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM, *Journal of Climate*, 13, 3760–3788.
- Kharin, V. V., and F. W. Zwiers ; 2004., Estimating Extremes in Transient Climate Change Simulations, *Journal of Climate*, 18, 1156, 1173.
- Kjellström, E., Bärring, L., Jacob, D., Jones, R., Lenderink, G., Schär, C., 2007. Modelling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe. *Climatic Change* 81, 249–265.
- Klein Tank, A.M.G., Können, G.P., 2003. Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate* 16, 3665–3680.
- Klein Tank, A.M.G., Können, G.P., Selten, F.M., 2005. Signals of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance. *International Journal of Climatology* 25, 1–16.
- Kodra, E., Steinhäuser, K., Ganguly, A.R., 2011. Persisting cold extremes under 21st-century warming scenarios. *Geophysical Research Letters* 38, L08705, DOI: 10.1029/2011GL047103.

- Kumar, P., Wiltshire, A., Mathison, C., Asharaf, S., Ahrens, B., Lucas-Picher, Ph., Christensen, J.H., Gobiet, A., Saeed, F., Hagemann, S., Jacob, D., 2013. Downscaled climate change projections with uncertainty assessment over India using a high resolution multi-model approach. *Science of the Total Environment*, Vols 468–469, S18–S30.
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I. (Eds.), 2007. Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Lehmann, A., Lorenz, P., and Jacob, D.: 2004, Exceptional Baltic Sea inflow events in 2002-2003, *Geophysical Research Letters*, 2004GL020830.
- Lenderink, G., van den Hurk, B., van Meijgaard, E., van Ulden, A., and Cuijpers, H.: 2003, Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments, *KNMI Technical Report 252*, 24 pp.
- Lenderink, G., Ulden, A. van, Hurk, B. van den, Meijgaard, E. van, 2007. Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Climatic Change* 81, 233–247.
- Linden, P. van der, Mitchell, J.F.B. (Eds.), 2009. *Ensembles: Climate Change and its impacts. Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160pp*
- Martínez C. y. Cano J.L. (1979) Variaciones de la concentración de partículas materiales en suspensión en la atmósfera. Relación con los diversos parámetros y fenómenos meteorológicos. *Abril 1979. III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*.
- Martínez, C., Rico, T. y Catalá J. (1980) Atmospheric pollution by particulate matter and weekly regime of rain in Madrid *Presentación y publicación VIIIth International Conference on Cloud Physics. IIIrd W.M.O. Weather Modification Conference Clermont Ferrand (Francia)*.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Holbrook, N., Kothalava, Z., Balachova, O., Hoekstra, J., 1999. Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. *International Journal of Climatology*. 19, 1–26.
- Meehl, G.A., Zwiers, F.W., Evans, J., Knutson, T., Mearns, L., Whetton, P., 2000. Trends in extreme weather and climate events: issues related to modelling extremes in projections of future climate change. *Bulletin of American Meteorological Society* 81, 427–436.

- Meier, H.E.M., Döscher, R., and Faxén, T.: 2003, A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea. Application to the salt inflow, *Journal of Geophysical Research* 108, C8:3273.
- Moberg, A., Jones, P.D., 2005. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe, 1901–99. *International Journal of Climatology* 25, 1149–1171.
- Nadarajah, S., 2005., Extremes of daily rainfall in west central Florida. *Climatic Change* (2005) 69: 325–342
- Nikulin, G., Kjellström, E., Hansson, U., Strandberg, G., Ullerstig, A., 2011. Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations. *Tellus* 63A, 41–55.
- Orłowsky, B., Seneviratne, S.I., 2012. Global changes in extreme events: regional and seasonal dimension. *Climatic Change* 110, 669–696.
- Orskaug, E., Scheel, I., Frigessi, A., Guttorp, :, Haugen, J.E., Tveito, O.E., Haug, O., 2011. Evaluation of a dynamic downscaling of precipitation over the Norwegian mainland. *Tellus* 63A, 746–756.
- Pal, J.S., Small, E.E., and Eltahir, E.A.B.: 2000, Simulation of regional - scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM, *Journal of Geophysical Research* 105, 29579-29594.
- PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>).
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, H.E.M., Samuelsson, P., and Willén, U.: 2004, European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Climate Dynamics* 22, 13-31.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C., and Kaplan, A.: 2003, Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, 108, (D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Rico, T. ;1980. *La relación entre la concentración de partículas materiales en la atmósfera y diversos parámetros y fenómenos meteorológicos* Tesina. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Rico, T., 2007., Estudio sobre las diferencias entre los reanálisis ERA40 y NCEP en su reproducción de la variabilidad estratosférica' *Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo elaborado dentro del programa de doctorado 'Geodesia, Geofísica y Meteorología perteneciente al Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid. Madrid, Septiembre de 2007, Directora: Dra Dª Encarnación Serrano Mendoza.*

- Rico, T., Ayarzagüena, B. and Serrano, E., 2008., Diferencias entre los reanálisis ERA40 y NCEP/NCAR en la variabilidad estratosférica de la temperatura y del viento zonal, *Proceedings of XXX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española. Agua y Cambio Climático. IX Encuentro Hispano Luso de Meteorología and XII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*, ISBN: 978-84-612-9981-2.
- Ríos Insua, D., Ruggeri, F., Wiper, M., 2012. *Bayesian Analysis of Stochastic Process Models*, 1st ed. Wiley.
- Robine, J.-M., Cheung, S.L.K., Le Roy, S., Van Oyen, H., Griffiths, C., Michel, J.-P., Herrmann, F.R., 2008. Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies* 331, 171–178.
- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., García-Casado, L.A., Nieto, S., 2010. Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large-scale variables. *Climatic Change* 100, 667–684.
- Roeckner, E., Bengtsson, L., Feichter, J., Lelieveld, J., and Rodhe, H.: 1999, Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle, *Journal of Climate* 12, 3004-3032.
- Sánchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M.A., Arribas, A., and Castro, A.: 2004, Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach, *Global and Planetary Change*, 44, 163-180
- Sánchez, E., Gaertner, M.A., Gallardo, C., 2009. 'Regionalización dinámica de la precipitación diaria sobre la Península Ibérica: análisis de la resolución espacial en la descripción del clima actual y clima futuro'. *Revista de Física de la Tierra*. 2009, 21 1-8
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Linger, M.A., Appenzeller, C., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature* 427, 332–336.
- Semmler, T., Jacob, D., Schlünzen, K.H., and Podzun, R.: 2004, Influence of sea ice treatment in a regional climate model on boundary layer values in the Fram Strait region, *Monthly Weather Review* 132, 985-999.
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* 443, 205–209.
- Sillmann, J., Croci-Maspoli, M., 2009. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophysical Research Letters* 36, DOI: 10.1029/2009/GL038259.
- SREX, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor,

and P.M. Midgley (Eds.). *Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 582 pp*

- Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H.W., Gassmann, A., Damrath, U., and Gregoric, G.: 2003, Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 75-96.
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J.M., Meehl, G.A., 2006. Going to the extremes; An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change* 79, 185–211.
- Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research* 47, 123–138.
- Van Ulden, A.P., van Oldenborgh, G.J., 2006. Largescale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6, 863–881.
- Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Seneviratne, S., and Schär, C.: 2003, Predictability and uncertainty in a regional climate model, *Journal of Geophysical Research* 108 (D18), 4586, doi: 10.1029/2002JD002810.
- Von Storch y Zwiers, 1999. Statistical Analysis in Climate Research. *Cambridge University Press. UK*
- Wang J. and Zhang ,X. ;2008. 'Downscaling and Projection of Winter Extreme Daily Precipitation over North America' *Boston: Mar 1, 2008. Journal of Climate. Vol. 21, Iss. 5; pg. 923, 13 pgs for the Baltic Sea. Application to the salt inflow', Journal of Geophysical Research 108, C8:3273.*
- Zhang, X., F. W. Zwiers, and G. Li, 2004. Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values. *J. Climate*,17, 1945–1952.
- Zolina, O., 2012. Change in intense precipitation in Europe, in: Kundzewicz, Z.W. (Ed.), Changes in Flood Risk in Europe. *Special Publication No.10. IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire, UK.*
- Zwiers, F. W., and V. V. Kharin, 1998. Changes in the extremes of the climate simulated by CCC G CM2 under CO2 doubling. *Journal of Climate*, 11, 2200–2222.

8 ACRÓNIMOS y ABREVIATURAS

Aci: interacción aerosoles-nubes

AEMET: Agencia Estatal de Meteorología

AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation

AOGCM: Atmosphere Ocean Global Climate Model

AR4: IV IPCC, 2007

AR5: V IPCC Fifth Assessment Report, 2013

Ari: aerosoles-radiaciones

CC: Centro Centro

CE: Centro Este

CEI: Climate Extremes Index

CGCM2: Coupled Global Climate Model

CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

CMIP3: CMIP3 Coupled Model Intercomparison Project phase 3

CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project Phase 5

CRU: Climate Research Unit, University of East Anglia, Reino Unido

CTL: Valores simulados de Control en clima pasado reciente 1961-1990

CW: Centro Oeste

DEF: Diciembre, Enero y Febrero

DKRZ: Deutsches Klimarechenzentrum

DMI: Instituto Meteorológico de Dinamarca

ECA: European Climate Assessment

ECMWF: European Centre for Medium range Weather Forecasting

ENSO: El Niño Oscilación Sur

ERA40: European Reanálisis

ERFaci: Fuerza Radiativa Efectiva aci

ERFari: Fuerza Radiativa Efectiva ari

ESC: escenarios de cambio climático utilizados en la tesis B2 y A2 (SRES)

ETH: Escuela Superior Politécnica de Zúrich

EVT: Extreme Value Theory

FREC: frecuencia relativa de días lluviosos

GCM: Global Climate Model

GEIs :Gases de Efecto Invernadero

GEV: Generalized Extreme Value

GKSS: Instituto de Investigaciones Costeras de Alemania
GMES: Global Monitoring for Environment and Security
HadAM3H: Hadley Centre Coupled Model versión 3
HC: Centro Hadley del Reino Unido
IAMS: Modelos de Asesoramiento Integrados
ICTP: Centro Internacional de Física Teórica de Italia
IID: Sucesos independientes idénticamente distribuidos (Independent and Identical Distribution)
INT: intensidad de precipitación igual o superior a 1mm
IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
JJA: Junio, Julio y Agosto
KNMI: Real Instituto Meteorológico de Holanda
LWR Longwave Radiation
MAM: Marzo, Abril y Mayo
MCG: Modelos del Clima Global
MCGC: Modelos del Clima Global con acoplamiento
MCR: Modelo Climático Regional
MICE: Modelling Impact of Climate Extremes
MME: Multi Modelo Ensemble
MPI: Max Planck de Alemania
NaN: Not a Number
NAO: Oscilación del Atlántico Norte. North-Atlantic Oscillation
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NE: Noreste
NW: Noroeste
OMM: Organización Meteorológica Mundial
PDF: Funciones de distribución de probabilidad
PI: Península Ibérica
PNUMA: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente.
PRD: Promedios estacionales de las precipitaciones diarias
Precip: Precipitación
PRUDENCE: Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
Q10: Percentil 10, 10%, cuantil 10
Q5: Percentil 5,5%, cuantil 5
Q90: Percentil 90, 90%, cuantil 90

Q95: Percentil 95, 95%, cuantil 95

RCM: Regional Climate Model

RCPs: Representative Concentration Pathways

RF: Forzamiento Radiativo

RFari: Fuerza radiativa ari

SAM: Modo Anular Sur

SE: Sur Este

SESAR : Single European Sky ATM Research. Cielo único europeo

SMHI: Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia

SON: Septiembre, Octubre y Noviembre

SRES: Special Report on Emission Scenarios

SREX : Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation

SST: Sea-Surface Temperature

STARDEX: Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European regions

SW: Sur Oeste

SWR:Shortwave Radiation

T2max: Temperatura máxima

T2min: Temperatura mínima

UCM: Universidad Complutense de Madrid

VR: Valores de retorno VR5A cinco años, VR10A diez años VR50A cincuenta años